Das Intrusivgebiet des Symvolon-Gebirges und von Kavala in Ostmakedonien, Griechenland

Andreas Kokkinakis

1978

Digitized by the Internet Archive
in 2026

https://archive.org/details/IA41549006_0001

DAS INTRUSIVGEBIET DES SYMVOLON-GEBIRGES UND VON KAVALA IN OSTMAKEDONIEN, GRIECHENLAND

Inaugural-Dissertation
zur Erlangung des Doktorgrades
der Fakultät für Geowissenschaften
der Ludwig-Maximilians-Universität in München

vorgelegt von
Andreas Kokkinakis

München 1977

UNIV.
LEIDEN
BIBL.

1. Berichterstatter: Prof. Dr. Georg Fischer

2. Berichterstatter: Prof. Dr. Georg Troll

Tag der mündlichen Prüfung: 27. Februar 1978

Meiner Mutter in Dankbarkeit gewidmet

I N H A L T S V E R Z E I C H N I S

		Seite
1.	EINLEITUNG	1
1.1	Lage des Arbeitsgebietes und sein geologischer Rahmen	1
1.2	Forschungsgeschichte	1
1.3	Das Problem	3
1.4	Übersicht über die Geographie des Arbeitsgebietes	4
1.5	Übersicht über die im Arbeitsgebiet vorkommenden Gesteine	6
2.	ARBEITSMETHODEN	8
3.	TEKTONISCHER TEIL	12
3.1	Allgemeines	12
3.2	Die Falten	12
3.2.1	b-Lineare und Falten in cm-Bereich	12
3.2.2	Falten in dm- bis 10-m-Bereich	14
3.2.3	Die Isoklinalfalten	16
3.2.4	Die kristallinen Kalkzüge	16
3.2.5	Falten in 100-m- und km-Bereich	17
3.2.6	Die Vergenz der Falten	20
3.2.7	Das $B' \perp B_2$-Gefüge	20
3.2.8	Ergebnisse aus der Untersuchung der Faltentektonik und Vergleiche mit benachbarten Gebieten	21
3.3	Die s-Flächen	22
3.4	Die Gänge	24
3.4.1	Die Eruptivgesteinsgänge	24
3.4.2	Die Mineralgänge	28
3.4.2.1	Die Quarzgänge	28
3.4.2.2	Die Turmalin-Quarz-Gänge und -Kluftbeläge	29
3.5	Die Boudinagen	30
3.6	Die blastokataklastische Deformation der kristallinen Gesteine	30

Seite

3.7 Die Bänderung der Gesteine 34

3.8 Die Nebengesteinsschollen in Eruptivgesteinen 35

3.9 Die Klüfte 36

3.10 Die junge Bruchtektonik 40

3.11 Das Korngefüge 44

3.11.1 Das Quarzgefüge 45

3.11.2 Das Calcitgefüge 48

3.11.3 Das Glimmergefüge 48

3.11.4 Ergebnisse aus der Korngefügeuntersuchung 49

4. MINERALOGISCHER TEIL 51

4.1 Quarz 51

4.2 Plagioklas 55

4.2.1 Form, mechanische Deformation, Regelung 56

4.2.2 Farbe 57

4.2.3 Optischer Achsenwinkel, Auslöschungsschiefe 57

4.2.4 Zwillinge 58

4.2.5 Antiperthite 61

4.2.6 Myrmekite 63

4.2.7 Granophyrische Plagioklas-Quarz-Verwachsungen 67

4.2.8 Zirkon- und Apatiteinschlüsse 68

4.2.9 An-Gehalt, metamorphe Fazies, Umwandlung 68

4.3 K-Feldspat 71

4.3.1 Form, mechanische Deformation, Regelung 71

4.3.2 Farbe 72

4.3.3 Zwillinge 72

4.3.4 Auslöschungsschiefe 73

4.3.5 Optischer Achsenwinkel 74

4.3.6 Perthite 77

4.3.7 Granophyrische Verwachsungen von K-Feldspat und Quarz 80

4.4 Biotit 81

4.4.1 Form, mechanische Deformation, Regelung 81

4.4.2 Farbe 84

4.4.3 Doppelbrechung 86

4.4.4 Konoskopisches Bild 86

Seite

4.4.5 Entstehung des Biotits aus Hornblende 86
4.4.6 Pleochroitische Höfe 87
4.4.7 Umwandlung 87

4.5 Muscovit 90

4.6 Chlorit 91

4.7 Amphibol 94
4.7.1 Form, mechanische Deformation, Regelung 94
4.7.2 Farbe 94
4.7.3 Doppelbrechung 97
4.7.4 Konoskopisches Bild 97
4.7.5 Auslöschungsschiefe 98
4.7.6 Zwillinge 98
4.7.7 Pleochroitische Höfe 98
4.7.8 Umwandlung 98

4.8 Granat 99

4.9 Apatit 100

4.10 Monazit 100

4.11 Turmalin 101

4.12 Zirkon 101
4.12.1 Allgemeines 101
4.12.2 Zirkongehalt der untersuchten Gesteine 103
4.12.3 Farbe 103
4.12.4 Doppelbrechung 104
4.12.5 Morphologie 105
4.12.6 Tracht 116
4.12.7 Längen und Breiten der Zirkone 118
4.12.8 Zusammenfassung der Ergebnisse, Schlußfolgerungen 124

4.13 Titanit 126

4.14 Orthit 129

4.15 Epidot 134

4.16 Magnetit 137

4.17 Ilmenit 139

4.18 Pyrit 140

4.19 Hämatit 141

Seite

4.20 Eisenhydroxide und -hydrate 142

4.21 Rutil 142

4.22 Leukoxen 143

4.23 Tonminerale 144

4.24 Calcit 144

5. PETROGRAPHISCHER TEIL 145

5.1 Klassifikation, Nomenklatur der magmatogenen Gesteine 145

5.2 Der helle Granodiorit oder Granodioritblastomylonit 145

5.2.1 Bezeichnung 145

5.2.2 Vorkommen 146

5.2.3 Geologisches Auftreten, Gefüge 146

5.2.4 Die Minerale 150

5.2.5 Modaler Mineralbestand 168

5.2.6 Kristallisationsabfolge 168

5.3 Der Granitblastomylonit 168

5.3.1 Bezeichnung 168

5.3.2 Vorkommen 169

5.3.3 Geologisches Auftreten, Gefüge 169

5.3.4 Die Minerale 173

5.3.5 Modaler Mineralbestand 185

5.3.6 Kristallisationsabfolge 186

5.3.7 Genese 186

5.4 Die Ganggesteine 188

5.4.1 Die magmatischen Ganggesteine 188

5.4.1.1 Die leukokraten Ganggesteine 188

5.4.1.1.1 Bezeichnung 188

5.4.1.1.2 Vorkommen 189

5.4.1.1.3 Geologisches Auftreten, Gefüge 189

5.4.1.1.4 Die Minerale 193

5.4.1.1.5 Modaler Mineralbestand 201

5.4.1.1.6 Kristallisationsabfolge 201

5.4.1.2 Die porphyrartigen Ganggesteine 201

5.4.1.2.1 Bezeichnung 201

5.4.1.2.2 Vorkommen 202

Seite

5.4.1.2.3 Geologisches Auftreten, Gefüge 202

5.4.1.2.4 Die Minerale 203

5.4.1.2.5 Modaler Mineralbestand 213

5.4.1.2.6 Kristallisationsabfolge 213

5.4.2 Die Mineralgänge 213

5.4.2.1 Die Quarzgänge 213

5.4.2.1.1 Vorkommen 213

5.4.2.1.2 Geologisches Auftreten, Gefüge 213

5.4.2.1.3 Ableitung 214

5.4.2.2 Die Erzführenden Quarzgänge 215

5.4.2.3 Die Turmalin-Quarz-Gänge und -Kluftbeläge 215

5.4.2.3.1 Vorkommen 215

5.4.2.3.2 Geologisches Auftreten, Gefüge 215

5.4.2.3.3 Die Minerale 217

6. PETROCHEMISCHER TEIL 225

6.1 Die Niggli-Werte 225

6.2 Der normative Stoffbestand 227

6.3 Petrochemische Beschreibung der einzelnen Gesteinsgruppen 230

6.3.1 Granodiorit und Granodioritblastomylonit 230

6.3.2 Granitblastomylonit 232

6.3.3 Leukokrate Ganggesteine 233

6.3.4 Porphyrartige Ganggesteine 234

7. DIE METAMORPHOSE DER MAGMATITE 236

8. DAS ALTER DER ERUPTIVGESTEINE UND IHRER HÜLLE 246

9. ZUSAMMENFASSUNG 251

ANGEFÜHRTE SCHRIFTEN I - XIII

GEOLOGISCHE ÜBERSICHTSKARTE
DER UMGEBUNG VON KAVALA
UND DES SYMVOLON-GEBIRGES
IN OSTMAKEDONIEN, GRIECHENLAND
0
5km
EBENE VON
PHILIPPI
KAVALA
Fleftheroupolis
PANGAION-GEBIRGE
MUSTHENI-TAL
SYMVOLON-GEBIRGE
Nea
Peramos
Pholea
Akropotamos
Loutra
Eftheron
AGAISCHES
MEER
tertiäre und quartäre
Ablagerungen
Granit-Blastomylonit
Granodiorit und
Granodiorit-Blastomylonit
alte kristalline Gesteine
Störungen
Thessaloniki
0
100km

Abb. 1

1. EINLEITUNG

1.1 Lage des Arbeitsgebietes und sein geologischer Rahmen

Das Symvolon-Gebirge und das Kavala-Gebiet, die ich geologisch im Maßstab 1:25.000 kartiert habe, liegen am N-Rand der Ägäis. Sie bilden einen rd. 45 km langen und 5-12 km breiten, SW-NE bis WSW-ENE streichenden Streifen, der sich vom Raum W Akropotamos bis knapp vor dem Dorf Chalkeron zieht. Geographisch erstreckt sich das Arbeitsgebiet zwischen ca. 24°01' und 24°28' östlich von Greenwich und zwischen 40°43' und 40°59' nördlicher Breite. Im NE-Teil des Gebietes liegt die Stadt Kavala, eines der wichtigsten Industrie- und Handelszentren Nordgriechenlands (Abb.1).

In geologischer Hinsicht befindet sich das Arbeitsgebiet im S-Teil des Rhodope-Massivs, das sich im Raum von E-Makedonien und Thrakien in Griechenland sowie in Bulgarien südlich des Maritza-Flusses erstreckt. Der griechische Teil des Rhodope-Massivs wurde zuerst von CVIJIĆ (1901, 1903, 1908) gründlicher erforscht. Vor dem zweiten Weltkrieg lieferten KOSSMAT (1924) und OSSWALD (1938) ausführliche Arbeiten, die teils auf eigene geologische Aufnahmen, teils auf die bis dahin vorhandene einschlägige Literatur gründeten. OSSWALD (1931) veröffentlichte auch die erste geologische Karte von E-Makedonien im Maßstab 1:300.000. KOCKEL & al. (1965) gliederten das Rhodope-Massiv, in Anlehnung an bulgarische und jugoslawische Arbeiten, in das westlich des Strimon-Flusses liegende serbomakedonische und das östliche Rila-Rhodope-Massiv. KRONBERG & al. (1970) veröffentlichten eine zusammenhängende Arbeit mit entsprechenden Karten und Profilen über die Geologie des Rila-Rhodope-Massivs im Bereich zwischen Strimon und Nestos.

1.2 Forschungsgeschichte

Viele Autoren, die den griechischen Teil des Rhodope-Massivs bzw. benachbarte Bereiche des Symvolon-Gebirges und des Kavala-Gebietes in geographischer oder geologischer Hinsicht behandelten, beschäftigten sich auch kurz mit geologischen Fragen einzelner Teile meines Arbeitsgebietes.

CVIJIĆ (1908) gab eine kurze Übersicht über die Geomorphologie und die junge Bruchtektonik des Kavala-Gebietes und des NE-Teiles

des Symvolon.

ERDMANNSDOERFER (1925) untersuchte das Tertiär des W-Symvolon. In bezug auf das Kristallin schreibt er: "Der Symvolon besitzt unter seiner Tertiärdecke einen Sockel von vorherrschenden stark mylonitisierten Graniten und wenig Marmor."

OSSWALD (1931, 1938) beschäftigte sich kurz mit dem "Granit vom Typ Simvolon" sowie mit der jungen Bruchtektonik des Gebietes. In seiner Karte (1:300.000) beschränkte er jedoch das Eruptivgestein nur auf den NE-Teil des Symvolon und das Kavala-Gebiet. Das Kristallin des W-Symvolon und des Küstengebietes S Nea Peramos stellte er als Paragneis (z.T. mit Fragezeichen) dar. RENZ & al. (1954), MEYER & al. (1963), MARATOS (1972) haben diese Karte nahezu unverändert in ihre geologischen Karten übernommen. Es ist immerhin interessant, daß der "Granit" in der OSSWALDschen Karte unmittelbar an junge Sedimente am NE-Ende des Mustheni-Tales grenzt. Randbereiche des Symvolon gegen das Pangaion-Gebirge bei Eleftheroupolis und die Ebene von Philippi bis zum Dorf Kokkinochoma werden wiederum als Paragneise dargestellt.

SCHULTZE (1937) befaßte sich mit der Geographie des Symvolon und des Kavala-Gebietes. Daneben werden in seiner Arbeit auch noch einige geologische Fragen, insbesondere nach den jungen Sedimenten und der Bruchtektonik, angeschnitten.

GEORGIADES (1954) beschrieb in einer kurzen Notiz den Mineralbestand und das Gefüge des "Granits" von Kavala. Er veröffentlichte außerdem eine chemische Analyse des Gesteins, die er nach verschiedenen Methoden petrochemisch auswertete.

GEORGIEW (1958) erwähnte kurz die kristallinen Gesteine, die am Aufbau des Kavala-Gebietes und des NE-Teiles des Symvolon-Gebirges beteiligt sind. Seine Arbeit wird von einer kleinen Karte (1:200.000) begleitet, die in vieler Hinsicht zutreffend die Verteilung der verschiedenartigen Gesteine und ihre Tektonik wiedergibt.

FISCHER (1964a) setzte in einer kurzen Studie die Grundzüge der Geologie, Petrographie und Tektonik meines Arbeitsgebietes auf. Es ist die einzige Publikation, die sich ausschließlich mit dem Symvolon-Gebirge und der Umgegend von Kavala befaßt.

KOCKEL & al. (1965) gaben ein stratigraphisches Profil der Rila-Rhodope-Masse aus dem Raum N Kavala.

KRONBERG (1966, 1969, 1973), KRONBERG & al. (1970, 1974) beschäftigten

sich vor allem mit der Tektonik des vorliegenden Gebietes und ihren zeitlichen Beziehungen zu den magmatischen Intrusionen und der Metamorphose. Sie veröffentlichten auch eine Reihe geologischer und tektonischer Karten sowie geologischer und stratigraphischer Profile. In den geologischen Karten und Profilen dieser Autoren fällt auf, daß nahezu die gesamte NW-Flanke des Symvolon-Gebirges von Paragneisen und Paraschiefergneisen aufgebaut erscheint.

1.3 Das Problem

Die oben zitierten Autoren vertreten in vielen Punkten völlig auseinandergehende Ansichten. Die kristallinen Hüllgesteine z.B. sollen nach OSSWALD (1938) erstmals im Karbon mesozonal bis katazonal, nach KRONBERG (1966, 1969, 1973), KRONBERG & al. (1970), KRONBERG & al. (1974) hingegen im Tertiär epizonal metamorphosiert worden sein. Es herrscht außerdem keine Einstimmigkeit in der Ansicht über die Ausdehnung der verschiedenen Gesteine und über ihre magmatogene oder sedimentogene Herkunft.

Es stellte sich somit das Problem, die am Aufbau des Arbeitsgebietes beteiligten Gesteinsarten richtig zu diagnostizieren, um die jüngeren, zum größten Teil blastomylonitisch verformten Magmatite von den älteren Hüllgesteinen des Rhodope-Kristallins kartographisch trennen zu können. Da dies nicht immer im Gelände zu erreichen war, wurde die Feldarbeit wiederholt unterbrochen und erst nach gründlichem mikroskopischem Studium des gesammelten Materials wieder aufgenommen. Neben Dünnschliffen wurden hierbei Zirkonstreupräparate untersucht, die bekanntlich wertvolle Aufschlüsse über die Vorgeschichte der Gesteine liefern können. Besonderes Augenmerk habe ich dem Makro- und Mikrogefüge von Kern und Hülle gerichtet, weil nur auf diese Weise die Altersverhältnisse zwischen Deformationen, magmatischen Intrusionen und metamorphen Ereignissen zu klären sind.

Anschließend ergab sich das Problem, die von der Hülle abgesonderten magmatogenen Gesteine petrographisch zu untersuchen. Eigenschaften der Mineralkomponenten sowie ihre Altersfolge, modaler Mineralbestand, Chemismus, Klassifikation, Petrogenese und Alter der vorliegenden Gesteine bildeten den Gegenstand dieser Studien.

1.4 Übersicht über die Geographie des Arbeitsgebietes

Der Symvolon erstreckt sich als ein durch Quersenken kaum unterbrochener Gebirgszug in WSW-ENE- bis SW-NE-Richtung vom Raum von Orfanon, ca. 8 km W Ak ropotamos, bis NW Kavala, wo er durch den "Kavala-Sattel" (CVIJIĆ 1908, S.349), eine Geländeerniedrigung von rd. 200 m Höhe, von den Bergen des Gebietes N Kavala getrennt wird. Der "Kavala-Sattel" verbindet die Ebene von Philippi mit der Bucht von Kavala. Über ihn führt die Nationalstraße nach Thessaloniki und Drama.

Die südliche Grenze des Symvolon-Gebirges wird vom Ägäischen Meer, die nördliche vom Mustheni-Tal, vom Pangaion-Gebirge und von der Ebene von Philippi gebildet. Diese Grenzen werden zum größten Teil durch Bruchstufen bedingt. Während aber die Küste vom Vorberg Agios Dimitrios bis zum Vorberg Vrassida mehr oder weniger geradlinig verläuft, ist die Küste vom Vorberg Vrassida bis zum E-Ende meines Arbeitsgebietes durch zahlreiche Buchten und steilwandige Vorberge stark gegliedert (Ingressionsküste). Die Grenze gegen das Pangaion-Gebirge wird im Raum SW Eleftheroupolis durch einen schmalen Riegel gebildet, dessen niedrigster Punkt in einer Höhe von ca. 180 m über NN liegt (Abb.1).

Mit einem höchsten Gipfel von 694 m (Tsali) und einigen wenigen über 600 m im Bereich N Pholea bis W Eleftherai gehört der Symvolon zu den Mittelgebirgen. Eine Reihe weiterer Gipfel, die aus dem Gebirgszug des Symvolon ragen, hat eine Höhe zwischen 300 und 500 m. Im kartierten Gebiet N Kavala liegt der höchste Gipfel 614 m über NN. Mehrere andere Gipfel haben eine Höhe über 300 m. Charakteristisch sind sowohl für dieses Gebiet wie für das Symvolon-Gebirge viele Verebnungsflächen. Liegt an der Oberfläche kristalliner Kalk, so wird er in der Regel durch Löcher und Rinnen (Karren) übersät.

Die erwähnte Gipfelregion des Symvolon im Bereich N Pholea bis W Eleftherai wird im Raum S Melissa in zwei Züge aufgespalten, von denen der südliche schnell ca. 1 km WSW Agios Andreas sich abflacht, während der nördliche ununterbrochen bis zum Kavala-Sattel verfolgt werden kann. S Sidirochorion bilden sich wiederum zwei Züge, die nach SW bis zur Senke von Monolithos-Poros ziehen.

Besonders charakteristisch sind die über 15 km W-E bis WSW-ENE streichenden Becken im Bereich E Grammeni Petra bis Nea Peramos. Diese trennen den nördlichen Hauptteil des Symvolon-Gebirges von seiner

wesentlich niedrigeren Küstenregion, die von zahlreichen NNW-SSE streichenden Tälern durchzogen wird. Nur durch zwei schmale Riegel wird hier das Küstengebiet mit dem N-Teil des Symvolon verbunden: der eine liegt SE Pholea in einer Höhe von 270-350 m, der andere SW Elaiochorion in rd. 170 m über NN.

Wichtigster Querschnitt des Symvolon ist die annähernd N-S streichende Senke (um 80 m über NN) im Bereich Monolithos-Poros, längs deren der Marmara-Fluß fließt. Dieser setzt dann seinen Lauf in SE-Richtung durch ein zum größten Teil recht steilwandiges Tal fort, bis er rd. 1,5 km SE Loutra Eleftheron ins Ägäische Meer mündet.

Quellen sind im Arbeitsgebiet wegen der vorherrschenden Silikatgesteine und der ziemlich geringen Mächtigkeit der meisten kristallinen Kalkvorkommen selten. Nennenswert sind indes drei Thermalquellen bei Loutra Eleftheron, einem kleinen Heilbadeort am SW-Ende meines Arbeitsgebietes.

Das Mineralwasser dieser Thermen hat eine Temperatur von $\pm$ 41°C und enthält hauptsächlich Na^+, Ca^{2+}, Cl^-, $(HCO_3)^-$ und freies CO_2 (vgl. PERTESSIS 1937). Während die ersteren Ionen aus dem Meer wasser und den Gesteinen des Gebietes - insbesondere aus kristallinen Kalken - bezogen werden können, ist der hohe Betrag an CO_2 allem Anschein nach juvenilen Ursprungs. Auch die ziemlich hohe Temperatur des Mineralwassers geht vermutlich auf einen Magmaherd in der Tiefe zurück, der seine Energie mit Hilfe von Wasserdämpfen als Wärmeträger in höhere Niveaus bringt. Diese Annahme ist keineswegs abwegig. Denn nach der alpidischen Orogenese setzte im ägäischen Raum ein starker subsequenter Vulkanismus ein, der sich bis heute durch den Vulkan von Thera, namentlich aber durch die Thermalquellen in der Nähe der erloschenen Vulkane, bekannt macht (vgl. PARASKEVOPOULOS 1958). Die Tatsache, daß sich der Magmaherd im Untergrund von Loutra Eleftheron nicht durch einen Vulkan äußerte, widerlegt seine Existenz nicht (vgl. auch OSSWALD 1938, CARLÉ 1964).

In bezug auf das Klima können zwei Zonen unterschieden werden: a) Die Zone Csa (=warmgemäßigtes, sommertrockenes Klima; Temperatur des wärmsten Monats über 22°C) von 0 bis ca. 500 m Höhe an den dem Meer zugewandten Bergflanken oder bis ca. 300 m Höhe an den nach N gerichteten. b) Die Zone Csb (=warmgemäßigtes, sommertrockenes Klima; Temperatur des wärmsten Monats unter 22°C; mindestens 4 Monate über 10°C) in einer Höhe über ca. 500 m an den nach S bzw. ca. 300 m an den nach N gerichteten Bergflanken.

Vor allem die nach N gerichteten Flanken des Symvolon sind durch dichte Macchie bedeckt, die vielfach die Geländearbeit äußerst schwierig gestaltet. Eindrucksvoll sind auch die in den meisten Tälern vor-

handenen Platanen (vgl. RECHINGER 1939).- Näheres über die Geographie des Arbeitsgebietes s. SCHULTZE (1937).

1.5 Übersicht über die im Arbeitsgebiet vorkommenden Gesteine

Die aufgrund der Petrogenese, der geologischen Lage, des Gefüges und des Stoffbestandes gegliederten Gesteine des Arbeitsgebietes sind:

A. Kristalline Hüllgesteine. Diese setzen sich hauptsächlich aus sehr feinkörnigen Plagioklas-Gneisen, Bändergneisen, Hornblende-Biotit-Gneisen, Amphiboliten, Kalksilikatgesteinen und kristallinen Kalken (Marmoren) zusammen. Sie sind hie und da im gesamten Arbeitsgebiet vorhanden, namentlich aber im Raum N Kavala sowie entlang eines durch das Symvolon-Gebirge ziehenden Streifens (Abb. 1). Am Kontakt gegen die eingedrungenen Magmatite wurde die Hülle mehr oder weniger metasomatisch verändert.

B. Magmatogene Gesteine. Sie machen den weitaus größten Teil der am Aufbau des Arbeitsgebietes beteiligten Gesteinsmassen aus (Abb. 1). Sie bestehen aus Tiefen- und Ganggesteinen.

1. Tiefengesteine.

a) Mechanisch schwach beanspruchter Granodiorit und Granodiorit-blastomylonit. Das Gestein kommt im Umkreis der Stadt Kavala und an den SE-Flanken des Symvolon vor.

b) Granitblastomylonit. Er beschränkt sich auf die NW-Hälfte des Symvolon.

2. Ganggesteine.

a) Leukokrate Ganggesteine. Sie stellen den überwiegenden Teil der Ganggesteine. Sie kommen im gesamten Arbeitsgebiet vor.

b) Porphyrartige Ganggesteine. Mir sind nur einige wenige Gänge im Kavala-Gebiet und im NE-Teil des Symvolon, unweit der Küste begegnet.

c) Quarzgänge. Sie können in verschiedenen Gesteinen im ganzen Arbeitsgebiet angetroffen werden, namentlich aber in Granitblastomylonit.

d) Erzführende Quarzgänge. Sie treten nur sporadisch auf.

Tabelle 1 : Verzeichnis der Proben

23 Biotit-Granodioritblastomylonit (Leuko-Granodiorit (Farsundit), Fam. Nr. 6).- Vorberg Kakoskala.

24 Biotit-Monzogranitblastomylonit (Aplitgranit, Fam. Nr. 3).- 1 km N Palios.

25a Biotitführender Monzogranitblastomylonit (Leukogranit, Fam. Nr. 3).- Beim Kilometerstein 6 der Straße nach Palios.

25b Biotitführender Monzogranitblastomylonit (Leukogranit, Fam. Nr. 3).- Beim Kilometerstein 6 der Straße nach Palios.

26a Heller Biotit-Granodioritblastomylonit (Aplogranodiorit, Fam. Nr. 3).- Steinbruch am SW-Rand von Kavala.

26b Heller Monzogranitblastomylonit (Aplogranodiorit, Fam. Nr. 3).- Steinbruch am SW-Rand von Kavala.

27 Heller Bitot-Granodioritblastomylonit (Aplogranodiorit, Fam. Nr. 3).- Steinbruch am SW-Rand von Kavala.

28 Mechanisch schwach beanspruchter heller Biotit-Quarzmonzonit (Leukogranit, Fam. Nr. 3).- 1 km NE vom Gipfel 425, N Kavala.

29 Heller biotitführender Granodioritblastomylonit (Aplogranodiorit, Fam. Nr. 3).- E-Rand von Kavala.

30 Hornlbende- und biotitführender heller Quarzmonzodiorit (Aplogranodiorit, Fam. Nr. 3).- 1 km N Kara Orman.

31 Mechanisch schwach beanspruchter heller biotitführender Monzogranit (Aplogranodiorit, Fam. Nr. 3).- Kara Orman.

32 Mechanisch schwach beanspruchter heller Biotit-Granodiorit (Aplogranodiorit, Fam. Nr. 3).- 1 km N Aspri Ammos.

33 Aplitischer biotitführender Granodiorit (Aplogranodiorit, Fam. Nr. 3).- An der Straße N Aspri Ammos.

34 Muscovitführender Biotit-Monzogranitblastomylonit (Rapakiwigranit, Fam. Nr. 5).- 800 m SE vom Gipfel 242, W Monolithos.

35 Muscovit-Granodioritblastomylonit (Granodiorit, Fam. Nr. 6).- 2 km NNE Monolithos.

36 Dunkler Zweiglimmer-Monzogranitblastomylonit (Normalgranit, Fam. Nr. 5).- 500 m E vom Gipfel 359, NE Monolithos.

37 Muscovit-Granodioritblastomylonit (Normalgranit, Fam. Nr. 5).- 1 km NW Pholea.

38 Biotitführender Muscovit-Monzogranitblastomylonit (Normalgranit, Fam. Nr. 5).- 1 km S Sidirochorion.

39 Biotit-Syenogranitblastomylonit (Rapakiwigranit, Fam. Nr. 5).- Beim Kilometer 7,1 der Straße Sidirochorion-Pholea.

40 Dunkler Biotit-Monzogranitblastomylonit (Normalgranit, Fam. Nr. 5).- 500 m S Karavangelis.

41 Zweiglimmer-Granodioritblastomylonit (Granodiorit, Fam. Nr. 6).- 1 km S Messotopos.

42 Biotitführender Muscovit-Granodioritblastomylonit (Granodiorit, Fam. Nr. 6).- 500 m S Messotopos.

Tabelle 1 : Verzeichnis der Proben

43 Muscovitführender Biotit-Monzogranitblastomylonit (Normalgranit, Fam. Nr. 5).- 500 S Karavangelis.

44 Muscovit-Monzogranitblastomylonit (Granodiorit, Fam. Nr. 6).- Monokarydia.

45 Dunkler Biotit-Granodioritblastomylonit (Granodiorit, Fam. Nr. 6).- Monokarydia.

46 Dunkler Zweiglimmer-Monzogranitblastomylonit (Augengneis) (Granodiorit, Fam. Nr. 6).- Melissa.

47 Monzogranitblastomylonit (Aplitgranit, Fam. Nr. 3).- Melissa.

48a Dunkler Zweiglimmer-Monzogranitblastomylonit (Rapakiwigranit, Fam. Nr. 5).- Eleftheroupolis.

48b Heller biotitführender Muscovit-Granodioritblastomylonit (Aplitgranit, Fam. Nr. 3).- Eleftheroupolis.

49 Quarzreicher Zweiglimmer-Syenogranitblastomylonit (Augengneis) (Alkaligranit, Fam. Nr. 4).- An der Straße nach Agios Andreas, 1,5 km S Eleftheroupolis.

50 Quarzreicher Zweiglimmer-Monzogranitblastomylonit (Augengneis) (Leuko-Granodiorit (Farsundit), Fam. Nr. 6).- An der Straße nach Agios Andreas, 2 km SE Eleftheroupolis.

51 Biotitführender Muscovit-Monzogranitblastomylonit (Normalgranit, Fam. Nr. 5).- 2 km E Eleftheroupolis.

52 Zweiglimmer-Granodioritblastomylonit (Augengneis) (Granodiorit, Fam. Nr. 6).- Kokkinochoma.

53 Aplitischer biotitführender Granodioritblastomylonit (Aplogranodiorit, Fam. Nr. 3); Gang in hellem Granodioritblastomylonit.- 700 m S Pteri.

54 Heller Biotit-Granodioritblastomylonit (Aplogranodiorit, Fam. Nr. 3); Gang in hellem Granodioritblastomylonit.- Keramidarorema, 1 km W vom Gipfel 396, S Pholea.

55 Heller hornblendeführender Quarzdiorit- oder Oligoklasaplitblastomylonit (Leukoquarzdioritaplit, Fam. Nr. 3); akkordanter Gang in Amphibolit.- 1 km WSW vom Gipfel 390, S Pholea.

56 Heller Syenogranitaplitblastomylonit (Granitaplit, Fam. Nr. 3); Gang in Granodioritblastomylonit.- 1,5 km S vom Gipfel 347 (Chondrovouni), SE Pholea.

57 Heller biotitführender Monzogranitpegmatitblastomylonit (Granitpegmatit, Fam. Nr. 3); akkordanter Gang in Amphibolit.- 500 m NW vom Gipfel 347 (Chondrovouni), SE Pholea.

58 Biotit-Monzogranitblastomylonit (Leukogranit, Fam. Nr. 3); Gang in Granodioritblastomylonit.- Livadia, S Myrtophyton.

59 Heller biotitführender Monzogranitblastomylonit (Leukogranit, Fam. Nr. 3); Gang in Granodioritblastomylonit.- 2 km SW Myrtophyton.

60 Heller muscovit- und biotitführender Monzogranitblastomylonit (Leukogranit, Fam. Nr. 3); Gang in Granodioritblastomylonit.- Myrtophyton.

Tabelle 1 : Verzeichnis der Proben

61 Heller biotitführender Monzogranitblastomylonit (Leukogranit, Fam. Nr. 3); Gang in Granodioritblastomalonit.- 2 km WSW Elaiochorion, beim Kilometer 28,8 der Straße nach Pholea.

62 Heller muscovitführender Syenogranitaplitblastomylonit (Alkaligranitaplit, Fam. Nr. 3); Gang in Granitblastomylonit.- 1 km S Melissa.

63 Heller Syenogranitaplitblastomylonit (Alkaligranitaplit, Fam. Nr. 3); Gang in Granodioritblastomylonit.- Kaminotopos, W Agios Andreas.

64 Heller muscovitführender Granodioritaplitblastomylonit (Aplogranodioritaplit, Fam. Nr. 3); diskordanter Gang in Bändergneis.- 1,5 km NW Agios Andreas.

65 Quarz-Granitpegmatitblastomylonit (Pegmatitperazidit, Fam. Nr. 1); Gang in hellem Granodioritblastomylonit.- Nea Peramos.

66 Heller Biotit-Granodioritblastomylonit (Aplogranodiorit, Fam. Nr. 3); Gang in hellem Granodioritblastomylonit.- An der Küste 1 km S Nea Peramos.

67 Heller muscovit- und biotitführender Syenogranitaplitblastomylonit (Alkaligranitaplit, Fam. Nr. 3); Gang in Granitblastomylonit.- S-Rand von Eleftheroupolis.

68 Heller muscovitführender Monzogranitaplitblastomylonit (Leukoquarzmonzonitaplit, Fam. Nr. 3); Gang in Granitblastomylonit.- 500 m W vom Gipfel 445, N Agios Andreas.

69 Heller granatführender Syenogranitblastomylonit (Aplitgranit, Fam. Nr. 3); Gang in Granodioritblastomylonit.- 500 m SW vom Gipfel 175, S Nea Iraklitsa.

70 Heller biotitführender Monzogranitaplitblastomylonit (Leukoquarzmonzonitaplit, Fam. Nr. 3); Gang in Granodioritblastomylonit.- Nea Iraklitsa.

71 Biotit-Syenogranitblastomylonit (Aplitgranit, Fam. Nr. 3); akkordanter Gang in Bändergneis.- 800 m SE vom S-Rand von Kokkinochoma.

72 Heller muscovitführender Monzogranitblastomylonit (Leukogranit, Fam. Nr. 3); diskordanter Gang in Bändergneis.- 2 km SW Amygdaleonas.

73 Mechanisch schwach beanspruchter, heller biotitführender Monzogranitaplit (Leukoquarzmonzonitaplit, Fam. Nr. 3); akkordanter Gang in Bändergneis.- 600 m W vom Gipfel 425, N Kavala.

74 Heller biotitführender Monzogranitaplitblastomylonit (Leukogranitaplit, Fam. Nr. 3); diskordanter Gang in Bändergneis.- 1 km W vom Gipfel 425, N Kavala.

75 Mechanisch schwach beanspruchter heller Monzogranitaplit (bis -pegmatit), schriftgranitisch (Granitaplit, Fam. Nr. 3); diskordanter Gang in Bändergneis.- An der Straße nach Amygdaleonas, 1,5 km WSW vom Gipfel 425.

76 Heller muscovitführender Monzogranitaplitblastomylonit (Granitaplit, Fam. Nr. 3); Gang in Granodioritblastomylonit.- Steinbruch am SW-Rand von Kavala.

Tabelle 1 : Verzeichnis der Proben

77 Heller biotitführender Syenogranitaplitblastomylonit (Granitaplit, Fam. Nr. 3); akkordanter Gang in Bändergneis.- Gipfel 425, N Kavala.

78 Mechanisch schwach beanspruchter biotitführender Monzogranit (Leukogranit, Fam. Nr. 3); diskordanter Gang in Bändergneis.- 2 km SE vom Gipfel 614, N Kavala.

79 Mechanisch schwach beanspruchter Biotit-Monzogranit (Leuko-Granodiorit (Farsundit), Fam. Nr. 6); akkordanter Gang in Amphibolit.- 2 km N Kara Orman.

80 Mechanisch schwach beanspruchter heller Monzogranitaplit (Leukoquarzmonzonitaplit, Fam. Nr. 3); diskordanter Gang in Amphibolit.- 2 km N Kara Orman.

81 Mechanisch mäßig beanspruchter, heller biotitführender Monzogranit (Leukogranit, Fam. Nr. 3); diskordanter Gang in Hornblende-Biotit-Gneis.- Aspri Ammos.

82 Mechanisch schwach beanspruchter heller Biotit-Tonalit (oder -Oligoklas)aplit (Leukoquarzdioritaplit, Fam. Nr. 3); Gang in Hornblende-Gneis.- An der Straße 500 m W Aspri Ammos.

83 Hornblende-Biotit-Quarzmonzodioritporphyrit, blastomylonitisch (Granodioritporphyrit, Fam. Nr. 6); Gang in Granodioritblastomylonit.- E-Rand von Palios.

84 Mechanisch schwach beanspruchter Hornblende-Quarzmonzodioritporphyrit (Mangeritporphyrit, Fam. Nr. 14); diskordanter Gang in kristallinem Kalk.- Marmorbruch an der Straße N Aspra Chomata.

99 Quarzreicher Hornblende-Klinopyroxen-Kalksilikat-Gneis (ursprünglich regionalmetamorph).- 1 km E vom Gipfel 445, SE Eleftheroupolis.

126 Quarzreicher Muscovit-Gneis.- 1,5 km SE Nea Iraklitsa.

127 Sehr feinkörniger Hornblende-Biotit-Plagioklas-Gneis.- S-Rand von Kokkinochoma.

132 Sehr feinkörniger Hornblende-Biotit-Plagioklas-Gneis.- 2 km E Amygdaleonas.

136 Bändergneis.- Beim Gipfel 425, N Kavala.

147 Turmalin-Quarz-Ganggestein; Gang in hellem Granodioritblastomylonit.- 2 km SE Pteri.

150 Turmalin-Quarz-Ganggestein; Gang in Granitblastomylonit.- 2 km SE Sidirochorion.

155 Kristalliner Kalk.- 500 m NE Monokarydia.

157 Kristalliner Kalk.- 2 km SE Melissa.

162 Kristalliner Kalk.- 500 m NE vom Gipfel 445, N Agios Andreas.

165 Turmalin-Quarz-Ganggestein; Gang in hellem Granodioritblastomylonit.- 1 km SW vom Gipfel 425, N Kavala.

168 Kristalliner Kalk.- An der Straße N Aspra Chomata.

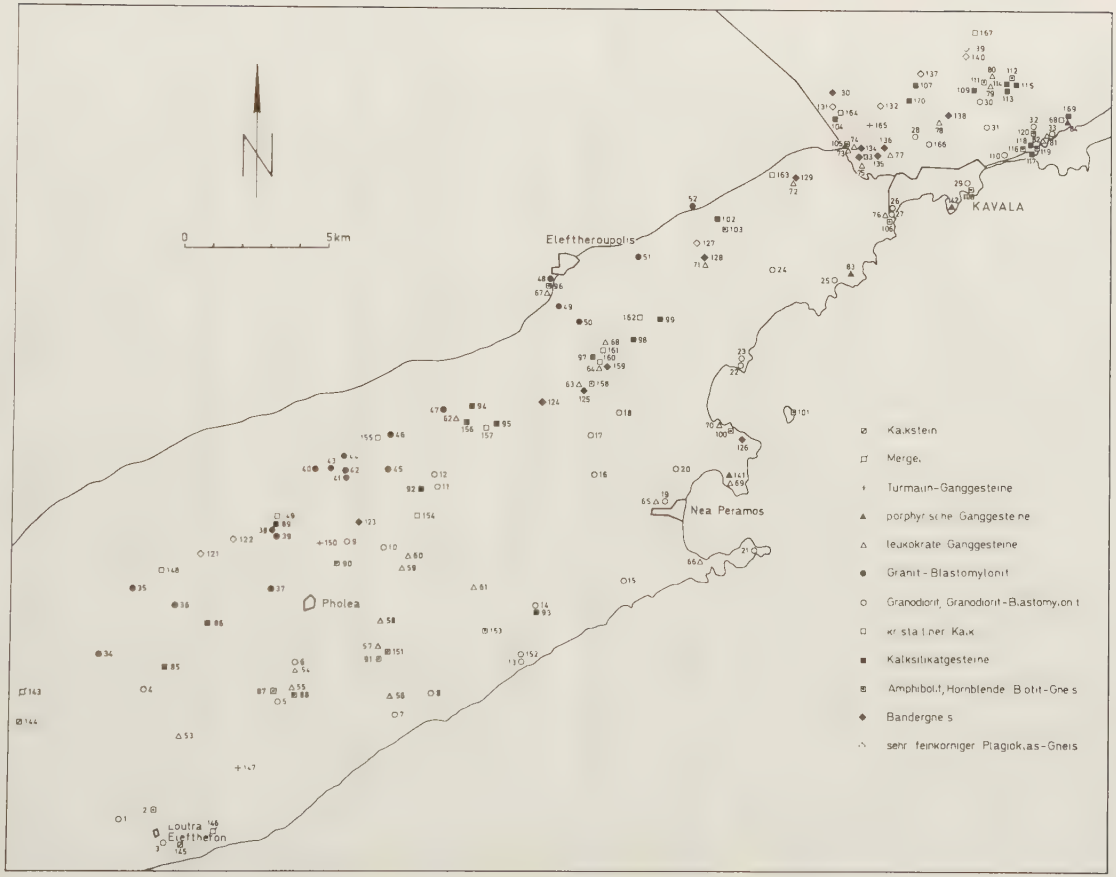


Abb. 2: Karte der Probefundpunkte

2. ARBEITSMETHODEN

Das Sammeln und Auswerten tektonischer Daten

Bei den Feldaufnahmen und beim Auswerten des gesammelten Materials bin ich insbesondere nach Methoden vorgegangen, die von SANDER (1948, 1950) beschrieben worden sind. Planare und zum großen Teil auch lineare Gefügeelemente wurden im Gelände mit dem Kompaß eingemessen. Bei letzteren wurde in vielen Fällen nur ihr Winkel mit dem Streichen der zugehörigen Fläche eingemessen und ihr Tauchen notiert, während sie erst zu Hause konstruktiv mit Hilfe des SCHMIDTschen Netzes genau orientiert wurden.

Die gesammelten Meßdaten wurden in Diagrammen von 20 cm Durchmesser zusammengefaßt und ausgezählt. Zur Projektion gelangten die Durchstoßpunkte der linearen Gefügeelemente sowie diejenigen der Lote auf die planaren Elemente mit der unteren Lagenkugelhälfte zum SCHMIDTschen Netz.

Die makroskopischen Gefügeelemente wurden in Punktdiagrammen an allen Schnittpunkten eines 1-cm- oder 0,5-cm-Rasters mit Hilfe eines Zählkreises ausgezählt. Bei Korngefügediagrammen waren die entsprechenden Abstände im Koordinatennetz 0,5 und 0,25 cm. Nach der Methode von FISCHER (1960) habe ich Auszählkreise benutzt, deren Radius r jeweils vom Radius R des SCHMIDTschen Netzes (in der Regel 10 cm) und der Punktzahl n des betreffenden Diagramms abhängig ist. Es gilt hierbei die Formel $r = R/\sqrt{n}$. Auf diese Weise bleibt die Belegungsdichte der einem Punkt zukommenden Fläche (=Auszählkreisfläche) stets 1 %.

Der variable Zählkreis ist im Vergleich zum üblichen Zählkreis, dessen Fläche 1 % der Fläche des SCHMIDTschen Netzes ist, sowohl bei großen wie bei kleinen Punktzahlen sehr vorteilhaft. Hierdurch ergeben sich nur runde Zahlen für die Belegungsdichten, so daß Fehler bei den Umrechnungen vermieden werden. Das Areal m der mittleren Belegungsdichte (=1 %) von SANDER (1950, S. 91) tritt ganz deutlich hervor; unterbelegtes Areal u kommt nicht mehr vor (vgl. FISCHER 1960, S. 289). Bei geringen Punktzahlen erscheinen keine übertriebenen Belegungsdichten, die eigentlich dem tatsächlichen Verteilungsbild gar nicht entsprechen. Wird der variable Zählkreis verwendet, so beeinflußt die Punktzahl Form und Dichte der besetzten Felder viel schwächer als beim Auszählen mit dem 1-%-Zählkreis. Somit bleiben Diagramme mit oft beträchtlichen Unterschieden in der Punktzahl unmittelbar miteinander vergleichbar.

Orientierte Dünnschliffe wurden derart angefertigt, daß die Innenseite des Plättchens auf dem Objektträger liegt. Hierdurch geben Projektionen eingemessener Daten auf das SCHMIDTsche Netz das Gefüge des Handstückanschnittes wieder, ohne daß Rotationen notwendig sind (vgl. KARL 1964, S. 54-56). Die Dünnschliffe entsprechen Gesteinsschnitten, die überwiegend senkrecht zum a oder b des Gefüges stehen. Die erhaltenen Punktdiagramme wurden meistens so rotiert, daß a oder bei ausgesprochenen B-Tektoniten b in die Diagrammitte fällt. Erdkoordinaten habe ich besonders dann in die Diagramme eingetragen, wenn die Gefügekoordinaten im Handstück nicht erkennbar waren. Doch war die Lage der b-Achse in den meisten Fällen bereits aus dem Handstück bekannt, so daß ich auf die Projektion der Erdkoordinaten verzichten konnte.

Um den Schnitteffekt, der wegen der Heterometrie der Körner am Zustandekommen der Diagramme beteiligt sein könnte, möglichst niedrig

zu halten, habe ich nicht zufällige Körner aus dem ganzen Dünnschliff, sondern alle Körner innerhalb kleiner Bereiche eingemessen (vgl. KRAUS 1967, S. 5). Der Schnitteffekt wegen der Heterometrie der Körner macht sich nach SCHROEDER (1960, S. 521) besonders bei isotropen und fastisotropen Gefügen unangenehm bemerkbar; in deutlich geregelten Diagrammen - wie die meisten meines Arbeitsgebietes - stört er hingegen wesentlich weniger. Demgegenüber bleibt der Schnitteffekt bestehen, der infolge der Kleinfältelung um b oder a (=B'⊥B) und der h01- bzw. 0k1-Scherflächen entsteht.

Zu Sammeldiagrammen wurden Korndiagramme vereinigt, bei denen die Gefügekoordinaten festgelegt und gezeichnet werden konnten - a in der Diagrammitte, b und c an der Peripherie. Um die Belegungsdichte in allen Teilen der Sammeldiagramme zu ermitteln, habe ich die Oleaten der einzelnen Diagramme übereinander gebracht, die in den Schnittpunkten des rechteckigen 0,5-cm-Rasters aufgeschriebenen Belegungsdichten addiert und ihre Summe durch die Zahl der Diagramme dividiert. Die auf diese Weise erhaltenen Diagramme zeigen zwar nicht mehr die Vorteile der mit dem variablen Auszählkreis ausgezählten, vertreten jedoch alle Teildiagramme gleichwertig, was beim Auszählen mit einem Zählkreis nicht der Fall wäre; denn Diagramme mit größerer Punktzahl würden ihre Regel auf Kosten solcher mit kleinerer Punktzahl stärker ausdrücken.

Beim mikroskopischen Studium der angefertigten Dünnschliffe habe ich vor allem folgende Werke benutzt: NIGGLI (1948), BURRI (1950), RINNE & al. (1953), FREUND (1955), HEINRICH (1956), KERR (1959), WINCHELL & al. (1961), DEER & al. (1962-1963), TRÖGER (1969, 1971).

Den An-Gehalt der Plagioklase habe ich optisch mit dem U-Tisch bestimmt, und zwar überwiegend nach der Zonenmethode von RITTMANN (1929) und anhand der Tabellen von TRÖGER (1971). Zum Teil habe ich auch das Verfahren von REINHARD (1931) und die entsprechenden Stereogramme von BURRI & al. (1967) angewendet. In jedem der untersuchten Dünnschliffe wurde in der Regel der An-Gehalt von 15-20 Plagioklaskörnern ermittelt und daraus der Mittelwert errechnet. Bei zonargebauten oder uneinheitlich entkalkten Plagioklasen war ich bemüht, das Volumen der unterschiedlich zusammengesetzten Kornbereiche mit zu berücksichtigen. Der auf diese Weise errechnete Mittelwert ist eigentlich aus Messungen an größeren Körnern zustande gekommen, die der erstgebildeten Generation, in wenigen Fällen auch dem sekundären Albit, nicht jedoch der Plagioklas-II-Generation angehören (vgl. 4.2). Da diese kleinen oder winzigen Plagioklas-II-Körner einen geringen Teil des gesamten Plagioklasbestandes der Gesteine ausmachen, dürften sie den tatsächlichen mittleren An-Gehalt der Plagioklase nur unwesentlich beeinflussen. Demgegenüber übertrifft der bei Plagioklaseinsprenglingen der porphyrartigen Ganggesteine festgestellte An-Gehalt um ein Vielfaches den Mittelwert des ganzen Plagioklasbestandes, da die reichlich vorhandenen kleinen Grundmasseplagioklase anscheinend recht albitreich sind (vgl. 5.4.1.2.4 und 6.3.4). Für jede Probe wurde die Zahl der eingemessenen Plagioklaskörner, die einen bestimmten An-Gehalt haben, in Prozent umgerechnet. Hiermit ist gewährleistet, daß alle untersuchten Proben der jeweiligen Gesteine unabhängig von der Anzahl der Meßdaten gleichwertig in den gezeichneten Histogrammen vertreten sind.

Die Zwillingsgesetze der Plagioklase habe ich - abgesehen von dem Albit- und dem Periklingesetz, die gewöhnlich mit dem U-Tisch leicht

zu identifizieren sind - nach den Methoden von REINHARD (1931) unter Verwendung der Stereogramme von BURRI & al. (1967) ermittelt.

Optische Achsenwinkel wurden stets mit dem U-Tisch- und zwar möglichst direkt, gemessen. Auslöschungswinkel habe ich ebenfalls mit dem U-Tisch, aber zum größten Teil durch Konstruktion nach den Verfahren von BURRI (1950) ermittelt. Für jede Probe wird in den entsprechenden Abschnitten jeweils der niedrigste, der höchste und der mittlere Wert angegeben. In den gezeichneten Häufigkeitsdiagrammen sind alle Proben, genauso wie bei den Histogrammen für den An-Gehalt der Plagioklase, durch Umrechnen der Anzahl der in jeder Probe durchgeführten Messungen auf 100 gleich stark beteiligt.

Die Dispersion der optischen Achsen habe ich im U-Tisch mit monochromatischem Licht geprüft, welches durch Präzisionsfilter erzeugt wurde.

Die Farbe von Gesteinen und Mineralen habe ich mit Standardfarben aus den Tafeln von KORNERUP & al. (1963) verglichen und mit entsprechenden Namen und Zeichen versehen. Letztere bestehen aus drei Teilen: Der erste (Ziffern 1-30) gibt den Farbton, der zweite (Buchstaben A-F) die Dunkelstufe und der dritte (Ziffern 1-8) die Intensität oder Sättigung an. Das Zeichen 5/D/6 z.B. entspricht einer eichenbraunen Farbe.

Da die genannten Farbentafeln eigentlich für auffallendes Licht gedacht sind, ist ihr Gebrauch bei den mit Durchlicht untersuchten Mineralen etwas problematisch. Der Grund liegt nicht zuletzt in der nicht identischen Beleuchtung, mit der die einzelnen Mikroskopiker arbeiten, was keine völlige Reproduzierbarkeit der angegebenen Farben gewährleistet (vgl. auch WINTER 1967, S. 53). Dennoch kann man nach dieser Methode eine bestimmte Farbe oder einen Farbenbereich viel genauer bezeichnen als durch einen rein subjektiven Farbnamen.

Die Doppelbrechung Δ der Minerale wurde aus dem Gangunterschied Γ und der Schliffdicke l ermittelt. Ersterer wurde mit dem Kompensator nach BEREK, letztere aus der Interferenzfarbe und der Doppelbrechung des Quarzes bestimmt. Es ist $\Delta = \Gamma/l$ (vgl. RINNE-BEREK 1953, S. 163-165, 168).

Die Korngröße von Gesteinen und einzelnen Mineralen wurde in der Regel aufgrund der Vorschläge TEUSCHERs (1933) bezeichnet.

Den modalen Mineralbestand der Gesteine habe ich in Vol.-% mit dem Punktzähler ermittelt. Der Punktabstand wurde so eingestellt, daß er etwa im Bereich der mittleren Korngröße der jeweiligen Proben lag. Beträge unter 0,1 Vol.-% werden in den entsprechenden Tabellen als Spuren (Sp.) angegeben. Soweit zwei oder mehr Dünnschliffe von einer Probe vorlagen (zumeist je einer parallel ac und bc), habe ich von jedem eine Modalanalyse durchgeführt und daraus das arithmetische Mittel errechnet.

Bei Gesteinseinheiten mit grob- oder riesenkörnigen K-Feldspäten wurde neben der Modalanalyse der Grundmasse auch der Raumanteil der Großkristalle an geeigneten Schnitten bestimmt. Die etwa 0,5-1,5 m^2 großen Flächen wurden mit einem durchsichtigen 0,5-cm-Raster über-

deckt und die Volumenanteile der Großkalifeldspäte durch Punktauszählen ermittelt. Dies erfolgte teils im Gelände, teils zu Hause aus Projektionen der photographierten Gesteinsanschnitte. Von einigen Großkalifeldspäten wurden Dünnschliffe angefertigt und daraus ihr Modalbestand bestimmt.

Beim Berechnen von QAP- und MAP-Werten habe ich Plagioklase mit einem An-Gehalt unter 5 Mol.-% den Alkalifeldspäten zugeschlagen.

Die Modalanalysen der verschiedenartigen Magmatite sind in den entsprechenden Tabellen aufgrund der Fundstelle der einzelnen Proben der Reihe nach von W nach E angeordnet, was annähernd Längsprofilen durch das Arbeitsgebiet entspricht.

Mineralkonzentrate, die chemisch, röntgenographisch oder morphologisch untersucht wurden oder für die Altersbestimmung dienten (vgl. z.B. unter "Muscovit" in 5.3.4, unter "Turmalin" in 5.4.2.3.3 sowie 4.12.1 und 8.) habe ich folgendermaßen gewonnen: Eine wechselnd große Menge des Gesteinsmaterials (für Turmalinfraktionen z.B. einige wenige 100 g Turmalin-Quarz-Ganggestein, für das zur Altersbestimmung aufbereitete Zirkonkonzentrat von 1,1 g rd. 110 kg Granodiorit) wurde gebrochen und so fein gemahlen, bis die jeweils gewünschte Korngröße erreicht war. Dann wurde es geschlämmt und magnetisch sowie mit Schwereflüssigkeiten in mehrere Fraktionen geteilt, aus welchen die gesuchten Minerale isoliert wurden. Die letzteren Arbeitsgänge wurden so lange wiederholt, bis der Reinheitsgrad des Mineralkonzentrats (immer wieder kontrolliert in Streupräparaten) größer als 99 % war.

Die chemische Gesteinsanalyse

Chemisch wurden repräsentative Proben der untersuchten Gesteine analysiert, deren Fundpunkte über das ganze Arbeitsgebiet verteilt sind. Die Probenentnahme erfolgte aus anstehenden Gesteinsbereichen in möglichst frischem Zustand. Das Material (jeweils einige kg) habe ich mit einem Backenbrecher zerkleinert, gründlich vermischt und wiederholt halbiert. Anschließend wurde eine Fraktion von 100-200 g mit einer Scheibenschwenkmühle pulverfein gemahlen.

Die Analysen wurden von Frau G. CAMMANN (5) und vom Verfasser (18) naßchemisch im Labor des Mineralogisch-Petrographischen Instituts der Universität München durchgeführt. Die angewandten Verfahren beruhen im wesentlichen auf den Werken von JAKOB (1952) und SHAPIRO & al. (1956).

Die einzelnen Oxide wurden folgendermaßen bestimmt:

SiO_2 aus dem Na_2CO_3-Aufschluß. Aus dem FH-Aufschluß TiO_2, MnO, P_2O_5 und FeO + Fe_2O_3 (als Fe_2O_3) kolorimetrisch, CaO, CaO + MgO potentiometrisch mit Titriplex-Lösung, Na_2O und K_2O flammenphotometrisch. Al_2O_3 ergibt sich als Differenz der Summe Fe_2O_3 + P_2O_5 + TiO_2 von der durch Fällung erhaltenen Summe Al_2O_3 + Fe_2O_3 + P_2O_5 + TiO_2. Weiter wurden ermittelt: FeO titrimetrisch, H_2O^+ nach der PENFIELD-Methode und H_2O^- durch Erwärmen von 1 g Substanz im Trockenschrank.- Weitere Einzelheiten bei WINTER (1967, S. 37ff.).

3. TEKTONISCHER TEIL

3.1 Allgemeines

Das Studium des tektonischen Baues eines Gebietes beschreibt und mißt Gefügeelemente. Was im einzelnen beobachtet ist, wird statistisch ausgewertet und ermöglicht zuverlässige Schlüsse auf den geologischen Werdegang des Arbeitsgebietes.

Im Verlauf der Feldarbeit im Kavala-Gebiet und im Symvolon-Gebirge habe ich vor allem Faltenachsen, s-Flächen, Eruptivgesteins- und Mineralgänge, Klüfte sowie Bewegungsflächen und -zonen berücksichtigt. Ferner wurde sowohl mit bloßem Auge wie auch mikroskopisch besonders aufmerksam geprüft, wie die einzelnen Kornarten eingeregelt sind.

Damit die tektonischen Eigenschaften klarer erscheinen, wurde das Arbeitsgebiet in 10 Bereiche für die Eruptivgesteine (I bis X) und 6 für die kristallinen Rahmengesteine (A bis F) unterteilt (Abb. 3). Die Grenzen habe ich derart gelegt, daß jeder Teilbereich einen möglichst einheitlichen Bau aufweist. Die gesammelten Meßdaten erstrecken sich netzartig über das gesamte Gebiet; die Dichte dieses Netzes ist allerdings nicht überall gleich. Besonders groß ist sie in Räumen, die von Hüllgesteinen besetzt sind, wie in der Umgegend der Stadt Kavala und entlang den kristallinen Kalkzügen im Symvolon-Gebirge (s. Abb. 1 sowie geologische Karte, W- und E-Hälfte).- Arbeitsmethoden werden in Kap. 2 beschrieben.

3.2 Die Falten

Bei der Feldarbeit konnte ich sehr rasch erkennen, daß nahezu alle kristallinen Gesteine kräftig verfaltet sind. Um Form, Größe, Raumlage und Vergenz der Falten festzustellen, waren nicht nur genaue Feldaufnahmen notwendig, sondern auch Gefügediagramme, die einen Überblick über den tektonischen Bau der einzelnen Teilgebiete liefern konnten. Im folgenden habe ich die Falten nach ihrer Dimension getrennt behandelt.

3.2.1 b-Lineare und Falten in cm-Bereich

b-Lineare entsprechen Falten der s-Flächen in mm- oder sogar noch

Kartenskizze zu den
tektonischen Diagrammen
5 km
Elettheroupolis
Nea Peramos
Pholea
Loutra
Elettheron
KAVALA
I
II
III
IV
V
VI
VII
VIII
IX
X
A
B
C
D
E
F
Grenzen der Bereiche I bis X
der Eruptivgesteine
Grenzen der Bereiche A bis F
der kristallinen Nebengesteine

Abb. 3

kleineren Bereichen (vgl. KARL 1964, S. 38). Weniger häufig wurden sie auch als Schnittgeraden von h0l-Flächen angetroffen. Besonders auffallend sind b-Lineare in Gesteinen magmatischen Ursprungs, wogegen sie in silikatischen Hüllgesteinen zurücktreten. Im kristallinen Kalk sind sie nur noch mit Mühe zu finden. Im mechanisch schwach beanspruchten Granodiorit und im Granodioritblastomylonit (Teilgebiete IV-X) sind b-Lineare nahezu die einzigen wirklich beobachtbaren Faltenachsen (Abb. 7). Im Granitblastomylonit (Teilgebiete I, II, III) lassen sich Faltenachsen im Gelände, trotz der immer vorhandenen größeren Falten, zum größten Teil als b-Lineare einmessen.

Falten in cm-Bereich kommen in Granodioritblastomylonit selten vor. Ihre Achsen verlaufen genau wie die b-Lineare an derselben Stelle des Gesteins. In Granitblastomylonit erscheinen Falten in cm-Bereich ziemlich häufig. Sie sind hauptsächlich als liegende Isoklinalfalten entwickelt (s. 3.2.3) und können vor allem auf günstigen Kluftflächen beobachtet werden. Auf den recht ebenen s-Flächen sind hingegen kaum Kleinfalten wahrzunehmen. In silikatischen Rahmengesteinen können Falten in cm-Bereich sowohl als Biege- wie auch als Biegescher- oder reine Scherfalten entwickelt sein und erscheinen gewöhnlich zusammen mit größeren Falten. Kleine Scherfalten in cm-Bereich werden wiederholt auch noch im leicht verformbaren kristallinen Kalk angetroffen. In allen Ganggesteinen des Arbeitsgebietes kommen b-Lineare recht häufig vor, wogegen sich Falten in cm-Bereich fast ausschließlich auf Gänge beschränken, die silikatische Hüllgesteine durchsetzen.

Die meisten der in kristallinen Gesteinen des kartierten Gebietes angetroffenen b-Lineare und B-Achsen von Falten in cm-Bereich streichen SW-NE bis WSW-ENE und tauchen flach nach NE oder ENE: b_2-Lineare, B_2-Achsen. Seltener kommen flache, NNE oder E streichende b_2-Lineare und B_2-Achsen von Kleinfalten vor oder solche, die etwas steiler als üblich tauchen. Aus dem Rahmen fallen äußerst selten vorkommende b-Lineare und Achsen von Falten in cm-Bereich, die NW-SE streichen und flach gegen NW oder SE tauchen: b_3-Lineare, B_3-Achsen. Derartige b_3-Lineare und B_3-Achsen sind mir namentlich auf s-Flächen zu B_2 begegnet. Sie könnten dann dem bekannten $B' \perp B$-Gefüge entsprechen. Indes wurden an der Straße N Agios Andreas helle Ganggesteine (z.B. Probe Nr. 64) mit einer kräftigen B_3-Kleinfältelung auf Flächen quer zur B_2-Achse (ac-Flächen) beobachtet. In diesem Fall können die

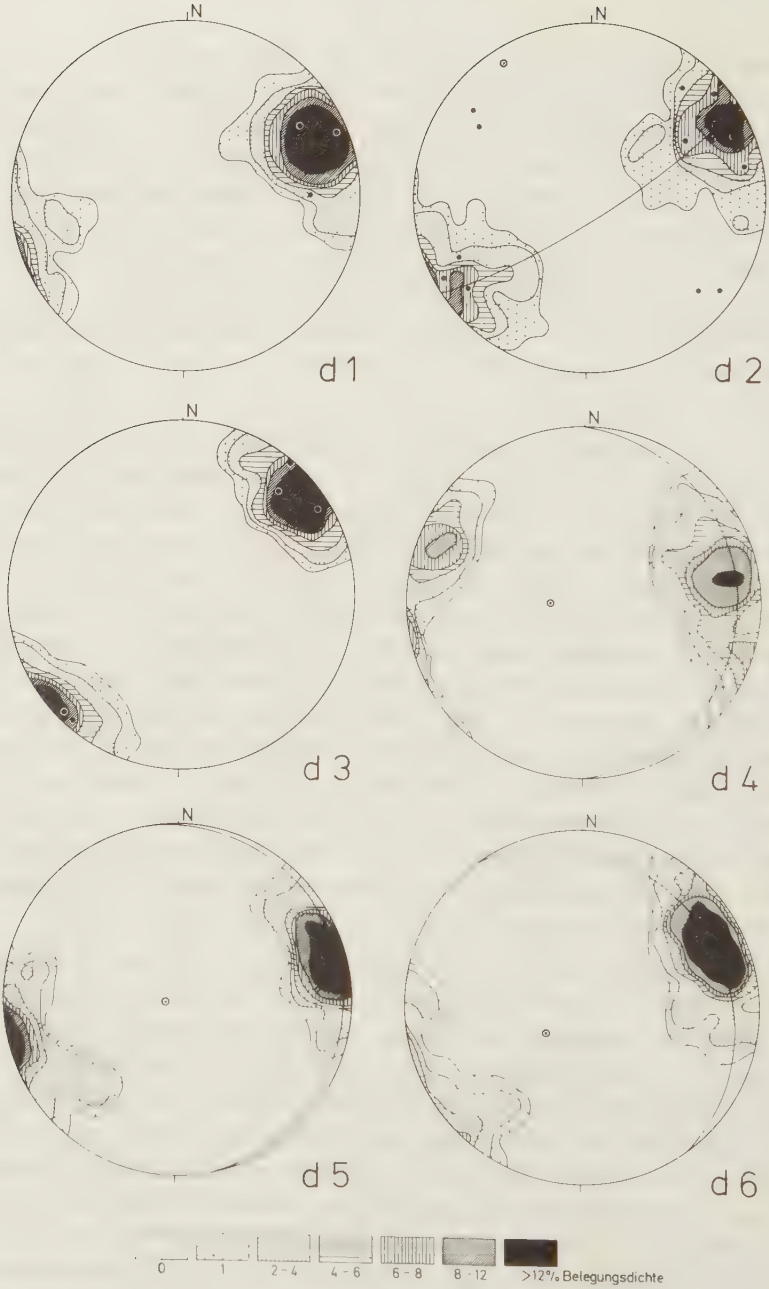


Abb. 4 (d 1 - d 6): b-Lineare und Faltenachsen in cm-Bereich der Teilgebiete I-VI. Die Kreise zeigen die Durchstoßpunkte der Faltenachsen in dm- bis 10-m-Bereich (s. auch Erläuterung der einzelnen Diagramme).

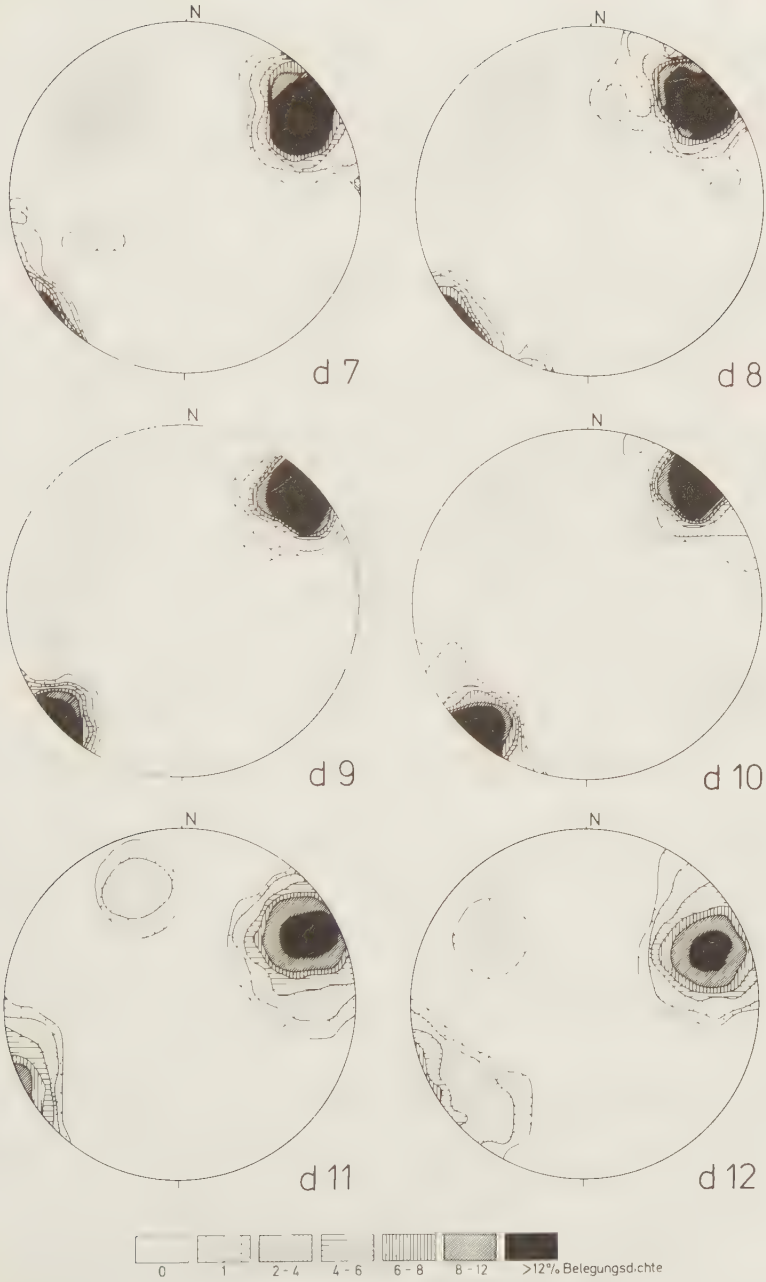


Abb. 5 (d 7 - d 12): b-Lineare und Faltenachsen in cm-Bereich der Teilgebiete VII-X und B,C (s. auch Erläuterung der einzelnen Diagramme).

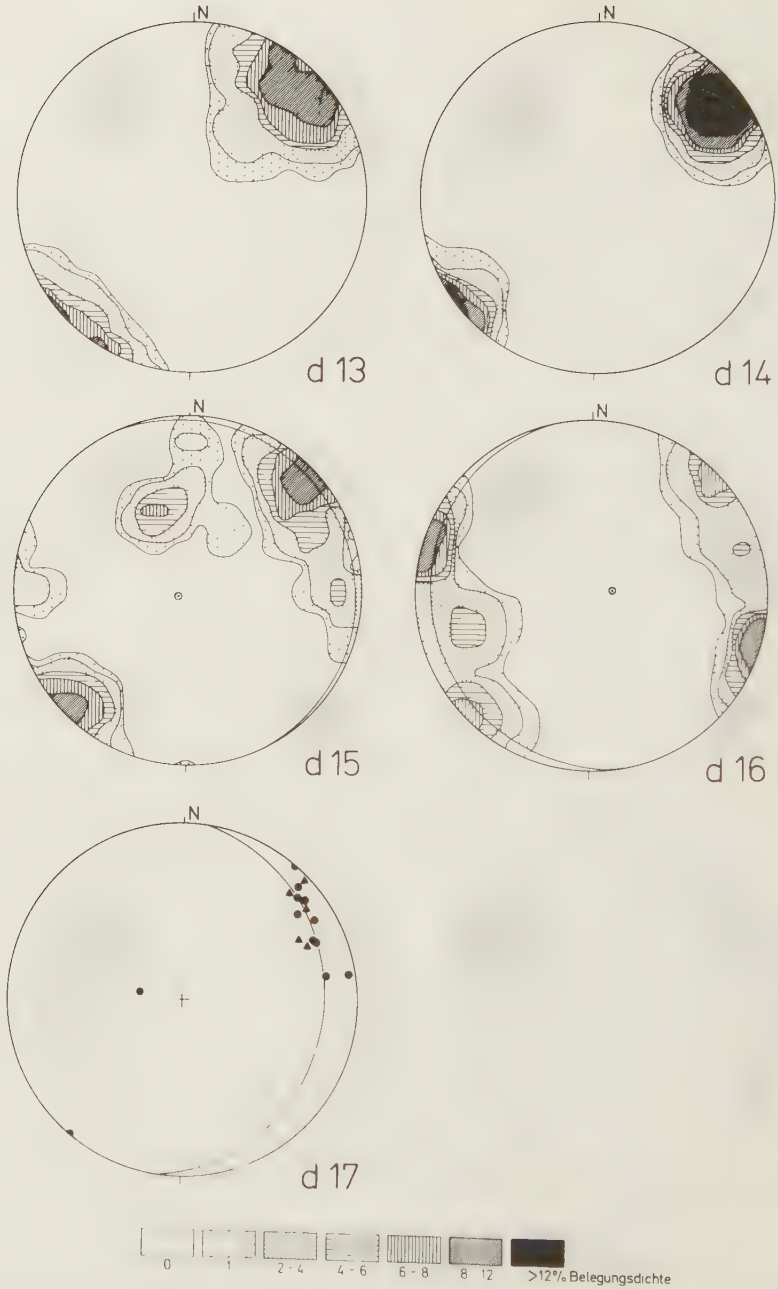


Abb. 6 (d 13 - d 17): b-Lineare und Faltenachsen in cm- bis 10-m-Bereich der Teilgebiete D,E,F. Maxima der b-Lineare und B-Achsen in den einzelnen Teilgebieten (d 17) (s. auch Erläuterung der einzelnen Diagramme).

Erläuterung der Diagramme der Abb. 4-6

d 1 62 b-Lineare und Achsen von Falten in cm-Bereich aus mechanisch verformten Eruptivgesteinen; Maximum in 65/20 NE; Teilgebiet I.

d 2 202 b-Lineare und Achsen von Falten in cm-Bereich aus mechanisch verformten Eruptivgesteinen; Maximum in 60/13 NE, Pol des Großkreises in 147/10 NW; Teilgebiet II.

d 3 97 b-Lineare und Achsen von Falten in cm-Bereich aus mechanisch verformten Eruptivgesteinen; Maximum in 50/12 NE; Teilgebiet III.

d 4 65 b-Lineare und Achsen von Falten in cm-Bereich aus mechanisch verformten Eruptivgesteinen; Maximum in 80/18 NE, Pol des Großkreises in 90/75 W; Teilgebiet IV.

d 5 141 b-Lineare und Achsen von Falten in cm-Bereich aus mechanisch verformten Eruptivgesteinen; Maximum in 80/5 NE, Pol des Großkreises in 80/85 SW; Teilgebiet V.

d 6 105 b-Lineare und Achsen von Falten in cm-Bereich aus mechanisch verformten Eruptivgesteinen; Maximum in 65/20 NE, Pol des Großkreises in 55/80 SW; Teilgebiet VI.

d 7 128 b-Lineare und Achsen von Falten in cm-Bereich aus mechanisch verformten Eruptivgesteinen; Maximum in 53/20 NE; Teilgebiet VII.

d 8 105 b-Lineare und Achsen von Falten in cm-Bereich aus mechanisch verformten Eruptivgesteinen; Maximum in 48/13 NE; Teilgebiet VIII.

d 9 89 b-Lineare und Achsen von Falten in cm-Bereich aus mechanisch verformten Eruptivgesteinen; Maximum in 45/10 NE; Teilgebiet IX.

d 10 94 b-Lineare und Achsen von Falten in cm-Bereich aus mechanisch verformten Eruptivgesteinen; Maximum in 40/horizontal; Teilgebiet X.

d 11 31 b-Lineare und Achsen von Falten in cm- bis 10-m-Bereich aus silikatischen Hüllgesteinen; Maximum in 62/27 NE; Teilgebiet B.

d 12 30 b-Lineare und Achsen von Falten in cm- bis 10-m-Bereich aus silikatischen Hüllgesteinen; Maximum in 67/23 NE; Teilgebiet C.

d 13 28 b-Lineare und Achsen von Falten in cm- bis 10-m-Bereich aus silikatischen Hüllgesteinen; Maximum in 45/15 NE; Teilgebiet D.

d 14 25 b-Lineare und Achsen von Falten in cm- bis 10-m-Bereich aus silikatischen Hüllgesteinen; Maximum in 53/13 NE; Teilgebiet E.

d 15 61 b-Lineare und Achsen von Falten in cm- bis 10-m-Bereich aus silikatischen Hüllgesteinen; Maximum in 46/4 NE, Pol des Großkreises in 58/85 SW, Maximum der nach NNW tauchenden b-Lineare und B-Achsen in 157/50 NW; Teilgebiet F.

d 16 47 Achsen von Falten in cm- bis 10-m-Bereich aus kristallinem Kalk; Pol des Großkreises in 75/80 NE; Teilgebiet F.

d 17 Maxima der b-Lineare und B-Achsen in den einzelnen Teilgebieten. Kreise für magmatogene Gesteine, Dreiecke für silikatische Hüllgesteine; Pol des Großkreises in 100/70 W.

B_3-Achsen selbstverständlich nicht nach dem Mechanismus des B´⊥B-Gefüges entstanden sein. Vielmehr scheinen sie durch eine jüngere B_3-Tektonik dem älteren Gefüge der B_2-Tektonik aufgeprägt zu sein.

Besonders wichtig zur Klärung der Altersverhältnisse der geologischen Ereignisse meines Arbeitsgebietes sind b-Lineare und Achsen von Kleinfalten, die meist NNW-SSE streichen und mittelsteil nach NNW tauchen: b_1-Lineare, B_1-Achsen. Diese wurden in mechanisch nur schwach beanspruchten silikatischen Hüllgesteinen bei Loutra Eleftheron (zwei b-Lineare: 160/23 NNW und 160/27 NNW in einem chloritisierten Gneis; Diagramm d 11) sowie im Raum N bis NW Kavala (Diagramm d 15) angetroffen (vgl. auch 3.2.2).

Streichen und Tauchen der b-Lineare und Achsen von Falten in cm-Bereich in Eruptiv- und silikatischen Hüllgesteinen des Gebietes sind der Achsenkarte zu entnehmen. Gezeichnet wurde jeweils das arithmetische Mittel benachbarter Messungen, soweit sie einen Unterschied bis 10° im Streichen und Tauchen aufwiesen.

In den Diagrammen d 1 bis d 10 der b-Lineare und Achsen von Falten in cm-Bereich für die Teilgebiete I bis X schwanken die stärksten Häufungen innerhalb der gezeichneten Maxima zwischen 13 % in d 4 (Teilgebiet IV) und 32 % in d 9 (Teilgebiet IX). Das Maximum, jeweils im Punkt der stärksten Häufung gemessen, verlagert sich von E nach N in den von SW nach NE aufeinanderfolgenden Teilbereichen des Gebietes. Aus den entsprechenden Diagrammen für die silikatischen Rahmengesteine ist dieser Trend nicht deutlich erkennbar.

In bezug auf das Streichen der b-Lineare und Achsen von Falten in cm-Bereich ist die Homogenität stark. Auch in bezug auf das Tauchen herrscht oft innerhalb ziemlich großer Bereiche deutliche Homogenität. Die größten Homogenbereiche in bezug auf Streichen und Tauchen der b-Lineare und Achsen von Falten in cm-Bereich zeigt der Granodioritblastomylonit im Teilgebiet IX.

3.2.2 Falten in dm- bis 10-m-Bereich

Falten in dm- bis 10-m-Bereich sind als Biegegleit-, Biegescher- oder reine Scherfalten ausgebildet. Im Granodioritblastomylonit wurden sie nicht beobachtet, wenngleich das schnelle Verlagern des Streichens und Fallens der s-Flächen an vielen Stellen des Gesteins mindestens auf Falten in 10-m-Bereich hindeutet. In Granitblasto-

mylonit können solche Falten nur vereinzelt im Gelände beobachtet werden, das ständige Pendeln des Streichens und Fallens der s-Flächen spricht jedoch sicher für Falten in 10-m-Bereich. Falten dieses Meßbereiches kommen in Gängen, die in Eruptivgesteinen aufsitzen, kaum vor. Häufiger sind sie bei Gängen anzutreffen, die in silikatischen Hüllgesteinen sitzen.

Silikatische Rahmengesteine und kristalliner Kalk sind oftmals in Falten von dm- bis 10-m-Bereich gelegt (Abb. 8,9,10). Nicht selten sind sie dermaßen kräftig verfaltet, wie z.B. der sehr feinkörnige Plagioklas-Gneis im Umkreis der Stadt Kavala, daß sie als ausgesprochene B-Tektonite vorliegen.

Der Verlauf der Achsen der Falten in dm- bis 10-m-Bereich ist der Achsenkarte sowie den entsprechenden Gefügediagrammen für die einzelnen Teilgebiete zu entnehmen. Es stellt sich heraus, daß die Mehrzahl der Achsen der Falten dieses Meßbereiches, genauso wie die b-Lineare und die Achsen der Kleinfalten, SW-NE bis WSW-ENE streicht und flach nach NE bis ENE taucht: B_2-Achsen. Ausnahmsweise erreichen B_2-Achsen im Teilgebiet F, namentlich im kristallinen Kalk, ein WNW-ESE-Streichen.

Von dieser allgemein verbreiteten Orientierung weicht eine kleine Anzahl von B-Achsen ab, die überwiegend NW-SE streichen und flach nach NW oder SE tauchen: B_3-Achsen.

Mittelsteil nach NW abtauchende Faltenachsen einer älteren B_1-Tektonik kommen im Symvolon-Gebirge kaum vor. Mir sind sie nur in Bändergneis und kristallinem Kalk rd. 1,5 km NE Pholea begegnet (s. Achsenkarte sowie Diagramme d 12 und d 32), an einer Stelle, die von der B_2-Tektonik nicht besonders stark erfaßt wurde. Demgegenüber sind überwiegend mittelsteil nach NW bis NNW tauchende B_1-Achsen in silikatischen Hüllgesteinen im Raum N bis NW Kavala recht häufig. Im ausgezählten Diagramm d 15 erscheinen diese B_1-Achsen - zusammen mit b_1-Linearen und B_1-Achsen von Falten in cm-Bereich - in einem geschlossenen Feld mit Maximum in 157/50 NNW. Im Gelände kommen sie zuweilen auf Schenkeln von Falten um B_2 zum Vorschein. In Eruptivgesteinsgängen, die nach B_2 deformiert sind und welche die um B_1 gefalteten Gesteine durchsetzen, kommen keine b_1-Lineare oder B_1-Achsen vor. Letztere sind somit älter als b_2 und B_2.- Vgl. auch 3.2.1.

3.2.3 Die Isoklinalfalten

Sehr verbreitet sind in Granitblastomylonit und vor allem in silikatischen Hüllgesteinen und kristallinem Kalk Isoklinal- oder Fastisoklinalfalten in cm- bis m-Bereich (Abb. 10), die bei flach einfallenden s-Flächen als liegende Falten hervortreten. Sie werden von zwei, jeweils verschieden voneinander entfernten s-Flächen begrenzt. Ihre stark ausgezogenen Schenkel verlaufen parallel zu den angrenzenden s-Flächen. Ebenfalls parallel zu den angrenzenden s-Flächen liegt daher auch die Achsenfläche. Während die innere Seite des Schenkels häufig recht abgerundet ist, geht seine äußere Seite ganz spitzwinkelig fort, bis sie allmählich von den s-Flächen des Gesteins abgelöst wird. Bisweilen liegen mehrere derartige Falten übereinander.

Isoklinalfalten werden am besten in ac-Schnitten des Gesteinsgefüges beobachtet. Sie springen vor allem durch Materialunterschiede zwischen den gefalteten Bereichen in die Augen, wie z.B. dunkle biotit- und helle feldspatreiche Lagen in Granitblastomylonit oder graue, graphitführende und weiße, graphitfreie Lagen in kristallinem Kalk.

Bei den angetroffenen Isoklinalfalten handelt es sich überwiegend um Gleitbrettfalten, entstanden nach dem Mechanismus der einscharigen nichtaffinen Zergleitung im Sinne SCHMIDTs (1932), wobei die gefalteten Partien mechanisch unwirksamen Vorzeichnungen entsprechen.

3.2.4 Die kristallinen Kalkzüge

Die kristallinen Kalkzüge beginnen im westlichen Teil des kartierten Gebietes im Raum von Poros. Sie streichen in ENE-Richtung durch das Symvolon-Gebirge und münden schließlich in den Gneis-Marmor-Bereich N Kavala. Sie werden im allgemeinen von silikatischen Hüllgesteinen, seltener von magmatischen Gesteinen begleitet.

In ihrem tektonischen Bau sind die kristallinen Kalkzüge Reste einstiger Faltenzüge von 10-m-Dimension, die in sich eng verfältelt sind. Ist ein Zug geringmächtig und weist steiles Einfallen seiner s-Flächen auf, so entspricht er einer Hauptmulde, die aus mehreren Nebenmulden und -sätteln bestehen kann. Die dazwischen befindlichen Silikatgesteine sind Kerne größerer Sättel. Bei flachem Einfallen

Abb. 7: b-achsiale Lineation auf s wird durch eingeregelte Feldspäte und Quarzbahnen erkennbar. Biotit ist nur untergeordnet vorhanden.- Granodioritblastomylonit, 500 m N Nea Peramos.

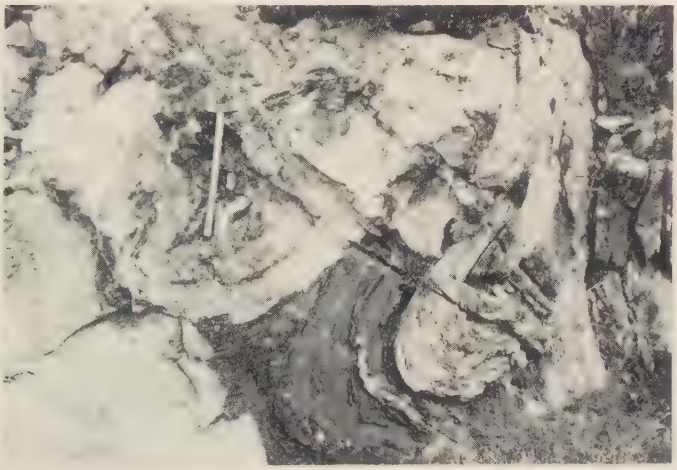


Abb. 8: Gefalteter kristalliner Kalk; B: 115/horizontal.- 2 km NE Kara Orman; Blick nach E.

der kristallinen Kalkzüge, wie beispielsweise E Amygdaleonas oder S Melissa, handelt es sich offenbar um große liegende Falten. Hierauf weisen liegende Spezialfalten hin, sowohl im kristallinen Kalk wie in den benachbarten Silikatgesteinen.

Daß es sich bei den vorliegenden kristallinen Kalkzügen um eine mehrfache, durch die Faltung bedingte Wiederholung eines und desselben Horizontes handelt und nicht um sedimentären Wechsel kalkiger und silikatischer Gesteine, wie dies von anderen Autoren (KOCKEL & al. 1965; KRONBERG 1966, 1969, 1973; KRONBERG & al. 1970; KRONBERG & al. 1974) angenommen wird, dafür spricht:

a) Ihre nicht konstante Zahl; es sind meistens drei oder vier, mitunter jedoch fünf, zwei oder nur einer.

b) Ihre dauernd schwankende Mächtigkeit; derselbe Zug, der an einer Stelle sehr dünn ist, kann in nicht allzu großem Abstand sehr stark werden.

c) Das Fehlen irgendwelcher stofflicher Unterschiede im kristallinen Kalk der nebeneinander stehenden Züge. Das gleiche gilt im allgemeinen auch für die zwischen den Zügen liegenden Silikatgesteine.

d) Die an natürlichen Querschnitten der Züge hie und da erscheinenden vollständigen Sättel, wie z.B. am S-Rand von Kokkinochoma oder im Bereich N Kara Orman, wo sich jeweils zwei benachbarte kristalline Kalkzüge im Scheitel des Sattels vereinigen. Die Sattelfüllung wird von sehr feinkörnigem Plagioklas-Gneis gebildet, dem auch Kalksilikat- und Amphibolitlagen eingeschaltet sind.

Auch die übrigen größeren kristallinen Kalkvorkommen meines Arbeitsgebietes, die wiederholt in Form von Bänken in die Silikatgesteine eingeschaltet zu sein scheinen, fasse ich als Reste einer einzigen, kräftig gefalteten Schicht, welche das gesamte Gebiet früher überlagerte (vgl. auch geologische Profile A,B,C,D). Das Hangende dieses Horizontes ist nirgends im kartierten Gebiet aufgeschlossen.

3.2.5 Falten in 100-m- und km-Bereich

Falten dieser Dimension wurden im Feld nicht beobachtet, lassen sich jedoch aus dem Drehen der s-Flächen der Gesteine vermuten, na-

mentlich dort, wo es langsam über größere Bereiche vor sich geht. Ein solcher Bereich ist z.B. das Küstengebiet S Elaiochorion bis S Nea Peramos, wo sich das s, bei vorherrschendem flachem Einfallen, im Streichen allmählich um 180° dreht.

Pole von s-Flächen und Durchstoßpunkte von b-Linearen oder B-Achsen sind in den Gefügediagrammen derart verteilt, daß sie auf Falten größerer Spannweiten hinweisen. Dies trifft vor allem für die Diagramme der mechanisch überprägten magmatischen Gesteine zu (Diagramme d 18 bis d 27); denn sie enthalten keine oder nur wenige Projektionen aus Falten kleinerer Dimension. Demgegenüber sind in die tektonischen Diagramme für die Hüllgesteine auch Projektionen aus Falten in dm- bis 10-m-Bereich gelangt, die in diesen Gesteinen ziemlich verbreitet sind. Da aber viele s-Flächen der Hüllgesteine keinen sichtbaren Falten angehören, sind die erhaltenen Großkreise in den entpsrechenden Diagrammen d 28 bis d 38 sicherlich zu einem guten Teil das Ergebnis von Falten größerer Meßbereiche.

Auf Falten größerer Dimension deutet gleichfalls die Gestalt des Geländes hin. Der ganze Symvolon scheint einen Großsattel zu bilden, dessen Achse flach nach NE taucht (vgl. KRONBERG 1966, 1969, 1973; KRONBERG & al. 1970; KRONBERG & al. 1974). Dennoch verdankt der Symvolon seine jetzige Form hauptsächlich jungen vertikalen Bewegungen (vgl. auch 3.10).

Die Pole der eingemessenen s-Flächen, die aus verschiedenen Falten herstammen, sind in den konstruierten Diagrammen überwiegend auf enge oder breite Gürtel bzw. Teilgürtel verteilt, welche NW-SE bis N-S streichende und meist steil SW bis W fallende π-Kreise ergeben. Die Pole dieser Großkreise liegen im NE- bis E-Quadranten der Diagramme, in der Nähe der Peripherie. Nimmt man an, daß die Achsen der konstruktiv erhaltenen Großkreise den Achsen von Großfalten in 100-m- und km-Bereich entsprechen, so streichen diese SW-NE bis W-E und tauchen flach nach NE bis E. Sie sind also gleich orientiert mit den b_2-Linearen und den B_2-Achsen von kleineren Falten.

Aus den Diagrammen der B-Achsen und b-Lineare (d 1 bis d 16) geht hervor, daß die ausgezählten Felder - trotz der ausgesprochenen Maxima im NE-Quadranten - häufig sowohl im Streichen als auch im Tauchen erheblich (zuweilen bis über 100°) ausgedehnt sind. Daß die Projektionspunkte in den Diagrammen d 2, d 4, d 5, d 15 und d 16

stark streuen, kann m.E. nicht zufällig sein. Die B_2-Achsen und b_2-Lineare scheinen sowohl um eine steile (B_4) als auch um eine flache NW-SE streichende Achse (B_3) rotiert zu sein, wobei jedoch die Rotationsbeträge in den einzelnen Teilen des Gebietes nicht gleich groß sind. In den oben erwähnten Diagrammen habe ich die Großkreise gezogen, entlang denen die Durchstoßpunkte der B_2-Achsen und b_2-Lineare verstellt zu sein scheinen. Die Pole dieser Großkreise geben die Lage der Rotationsachsen B_3 oder B_4 an.

B_2-Achsen und b_2-Lineare werden um B_3 ziemlich unruhig verstellt, wie das schnelle Pendeln ihres Tauchens zeigt (s. Achsenkarte) - die entsprechenden Falten gehören meist dem 100-m-Bereich an. Im Gegensatz hierzu bleibt das Streichen der B_2-Achsen und b_2-Lineare innerhalb kleiner, oft auch großer Bereiche, wie z.B. im Teilgebiet IX, recht beständig. Die Rotation um die steile B_4-Achse geht häufig, so z.B. im Raum von Loutra Eleftheron oder im Kavala-Gebiet, ganz langsam vor sich - die entsprechenden Falten haben Spannweiten von mehreren km. Diagramm d 17 gibt die Lage der Maxima der b-Lineare und B-Achsen in mechanisch verformten Magmatiten und silikatischen Rahmengesteinen aus den Teilbereichen des Arbeitsgebietes an. Es ergibt sich abermals die steile B_4-Achse für das ganze Gebiet als Pol des von den Maxima besetzten Großkreises.

In den ausgezählten s-Flächendiagrammen sind die Pole der s-Flächen derart beiderseits des π-Kreises zum B_2 verteilt, daß man ebenfalls auf Rotationen um B_3 oder B_4 schließen kann. Erscheinen die s-Flächen deutlich um B_3 verstellt, so habe ich die zugehörigen π_3-Kreise gezogen (d 19, d 23, d 24, d 27). Die π_2-Pole (d.h. Pole, die der Faltenachse B_2 entsprechen) aus den s-Flächendiagrammen besetzen einen Großkreis, dessen Pol nahezu senkrecht taucht - B_4-Achse (Diagramm d 39).

Ein Teil der eingemessenen b_3-Lineare und B_3-Achsen, so z.B. die auf ac-Flächen zu B_2 beobachteten (s. 3.2.1), scheinen jünger als B_2 zu sein. Vermutlich gehen die konstruktiv ermittelten B_3-Achsen zum Teil ebenfalls auf jüngere Rotationen der bereits vorhandenen Strukturen zurück. In mehreren Fällen könnten sie jedoch wie auch die großräumigen Rotationen um B_4 durch einen $B' \perp B$-Mechanismus entstanden und somit doch gleichen Alters mit den vorherrschenden B_2-Achsen sein. Im Diagramm D 37 geht der mit Pol in 158/45 NNW Großkreis in der Hauptsache auf ältere Falten um B_1, weniger auf jüngere Rotationen um B_3 zurück.

3.2.6 Die Vergenz der Falten

Viele der in Granitblastomylonit oder Hüllgesteinen angetroffenen Falten sind geneigt, sie lassen eine Vergenz erkennen (vgl. ADLER & al. 1959, S. 40-42). Es wurde immer wieder festgestellt, daß die Vergenz der vorherrschenden Falten um B_2 im NW-Teil des Arbeitsgebietes nach SE bis S, im SE-Teil hingegen nach NW bis N gerichtet ist (s. Achsenkarte). Das gleiche gilt anscheinend auch für die nicht unmittelbar beobachtbaren Falten größerer Dimension, wie aus der Lage des Maximums (bzw. des Schwerpunktes aller Messungen) in den meisten s-Flächendiagrammen deutlich zu entnehmen ist.

Sattelflügel, die gegen die Faltenvergenz einfallen, verlaufen bei nicht überkippten Falten flacher als die in der Richtung der Vergenz einfallenden. Erstere sind bei stark geneigten Falten weit ausgedehnter als letztere. Es ist also viel wahrscheinlicher s-Flächen einzumessen, die zum flacheren, gegen die Faltenvergenz einfallenden Faltenflügel gehören, als solche aus dem steileren, in der Richtung der Faltenvergenz einfallenden. In s-Flächendiagrammen liegen dementsprechend die Maxima (bzw. die meisten Projektionen) auf der Seite des π-Kreises (= ac-Kreis), die mit der Vergenz der Falten gleich orientiert ist. Auf die Gegenseite des π-Kreises, und zwar in größeren Abständen von der Diagrammitte als das Maximum, fallen schwächere Häufungen, die den selteneren, in Richtung der Faltenvergenz einfallenden s-Flächen entsprechen. In Bereichen, wo gleichschenkelige Falten vorherrschen, erscheint keine eindeutige Faltenvergenz im Diagramm (vgl. ADLER & al. 1961).

Die an Kleinfalten festgestellten oder aus den s-Flächendiagrammen ermittelten Vergenzen lassen sich leicht verstehen, wenn das Symvolon-Gebirge und die Gebiete N Kavala als ein Großsattel aufgefaßt werden. Dann werden naturgemäß in dessen SE- bis S-Flügel bevorzugt nach SE bis S einfallende s-Flächen und Achsenflächen von Kleinfalten angetroffen, im NW- bis N-Schenkel hingegen nach NW bis N einfallende s-Flächen und Achsenflächen kleiner Falten.

3.2.7 Das $B' \perp B_2$-Gefüge

In bc-Schnitten der kristallinen Gesteine des Arbeitsgebietes in bezug auf die vorherrschende B_2-Achse lassen sich häufig Kleinfalten erkennen, deren Achse in der ab-Ebene senkrecht zum B_2 liegt. Durch diese $B' \perp B_2$-Achse sind hie und da Scherflächen angelegt worden, die als Okl-Flächen zum B_2 angesehen werden können (Abb. 11).

Das $B' \perp B$-Gefüge entsteht bekanntlich, wenn das Gesteinsmaterial

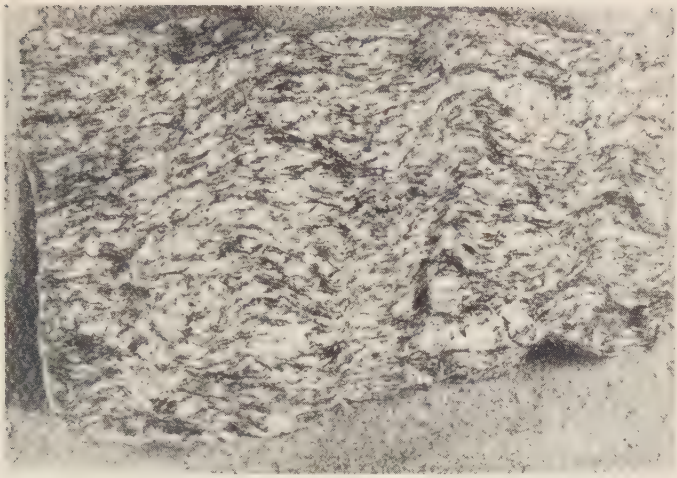


Abb. 11: Granodioritblastomylonit, Probe-Nr. 23; Schnitt // bc. Das Gestein ist um $B'1B_2$ gefältelt und wird von vielen Okl-Flächen durchsetzt. Länge des Handstücks 11 cm.

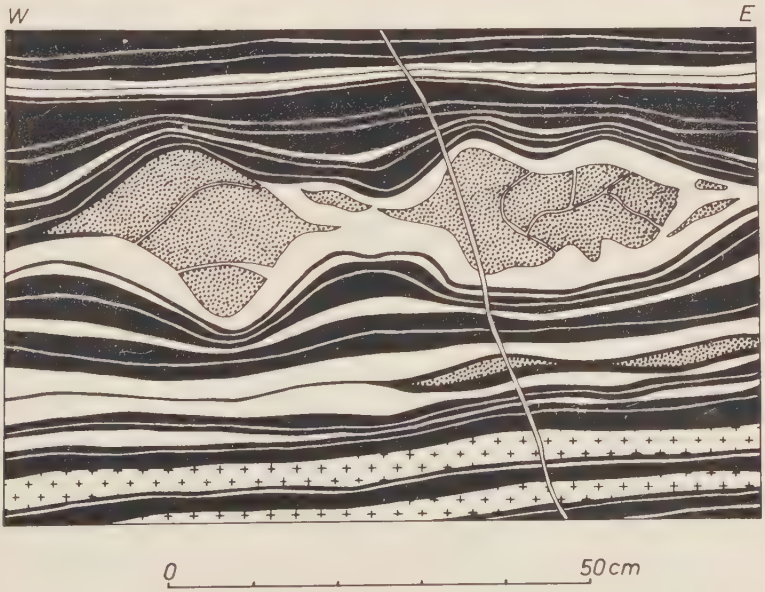


Abb. 12: Amphibolit (schwarz) mit Aplit- (weiß) und Granodiorit- (Kreuze) -Lagergängen. Teilweise epidotisierte, granatreiche Kalksilikatlagen (punktiert) sind in Boudinagen gelegt und schwimmen in gleichfalls boudiniertem Aplit. Mehrere Sprünge der kalksilikatischen Boudinagen sind durch aplitisches Material verheilt worden. Ein junger dünner Aplitgang durchsetzt diskordant das verformte Gefüge.- Keramidarorema, S Pholea.

während der mechanischen Beanspruchung durch vorhandene Anisotropien gehindert wird, entlang der B-Achse auszuweichen. Demzufolge ist dieses Gefüge genetisch mit den Boudinagen verwandt, die in bc-Schnitten der Gesteine ebenfalls Faltenbilder liefern (vgl. 3.5). Wie bereits erwähnt, ist wahrscheinlich, daß ein Teil der Falten um B_3, möglicherweise auch die Rotationen des B_2 um B_4, durch einen $B' \perp B$-Mechanismus bedingt sind (vgl. auch KRONBERG 1969, S.20).

3.2.8 Ergebnisse aus der Untersuchung der Faltentektonik und Vergleiche mit benachbarten Gebieten

Die kristallinen Gesteine des Arbeitsgebietes sind, abgesehen von der mechanisch nicht besonders stark beanspruchten Umgegend von Kara Orman und jener von Loutra Eleftheron sowie einigen kleinen Räumen im Symvolon-Gebirge, in allen Meßbereichen kräftig gefaltet. Es herrschen bei weitem flache, SW-NE bis WSW-ENE streichende Faltenachsen vor (B_2). Hie und da kommen überwiegend flache, NW-SE streichende Achsen zum Vorschein (B_3), die sich aus den Gefügediagrammen auch als Achsen größerer Falten ergeben. Ebenfalls aus den Gefügediagrammen ergibt sich eine sehr steile Achse (B_4). Ferner wurden in Hüllgesteinen, die von der B_2-Tektonik mehr oder weniger verschont wurden, vorwiegend mittelsteil nach NNW tauchende Faltenachsen (B_1) festgestellt. Diese Achsen sind insofern besonders interessant, als sie sich aus einer älteren B_1-Tektonik herleiten, die vermutlich während einer früheren Orogenese wirksam war.

Die Grundzüge der Faltentektonik des Arbeitsgebietes wurden bereits von FISCHER (1964a) geschildert. KRONBERG (1966, 1969, 1973), KRONBERG & al. (1970), KRONBERG & al. (1974), haben sich vor allem mit der SW-NE-Tektonik und dem dazugehörigen Faltenbau des Gebietes beschäftigt. Sie haben jedoch die älteren NNW tauchenden Faltenachsen nicht finden können und sind daher zu unzutreffenden Ergebnissen hinsichtlich des Altersverhältnisses der Hüllgesteine zu den magmatischen Intrusionen gelangt.

Bei mehreren Begehungen im Pangaion-Gebirge sowie in den Bergen nördlich und östlich des von mir kartierten Kavala-Gebietes habe ich hinsichtlich der B_2- und B_3-Achsen im großen und ganzen einen ähnlichen Faltenbau festgestellt. Die gleichen Faltenachsen wurden auch von vielen Autoren für weiter entfernte Bereiche Ostmakedoniens und Thrakiens berichtet (vgl. MEYER & al. 1963; MEYER

1966, 1969; BIRK 1970; BOER 1970; KRONBERG & al. 1970).

3.3 Die s-Flächen

In allen Gesteinen habe ich als s die Flächen bester Teilbarkeit eingemessen. In mechanisch verformten Eruptivgesteinen entstanden diese Flächen durch scherende Bewegungen und entsprechen somit einem Schieferungs-s. Demgegenüber markieren die s-Flächen in kristallinen Hüllgesteinen vielfach, wie Materialunterschiede in Querbruch zeigen, die alten Schichtflächen, die von den späteren B_1- und B_2-Deformationen übernommen und weiterentwickelt wurden. Mitunter konnte jedoch das s_1 nicht mehr in eine Lage parallel zum jüngeren B_2 eingeschwenkt werden. Es wurden dann neue s_2-Flächen geschaffen, die das s_1 überschneiden. In Amphibolit z.B. aus dem S-Rand von Eleftheroupolis sowie in Bändergneis aus dem Bereich E Amygdaleonas erscheint quer zum s_1 ein derartiges Schieferungs-s_2, entlang dem die Gesteine blastomylonitisch überprägt wurden. Es läßt sich feststellen, daß das junge s_2 tatsächlich mit den s-Flächen der benachbarten Magmatite übereinstimmt. Nicht selten wurden indes die alten Hüllgesteine im Verlauf der B_2-Deformation so stark blastomylonitisch bearbeitet, daß das alte s_1 völlig verschwand.

Namentlich beim Granitblastomylonit ist eine s-parallele plattige Teilbarkeit sehr charakteristisch (Abb. 13,171). Demgegenüber sind die Platten im Granodioritblastomylonit in der Regel wesentlich schlechter ausgebildet. In der Umgegend von Loutra Eleftheron sowie im Raum von Kara Orman bis Aspri Ammos, wo die Gesteine mechanisch viel schwächer als sonst beansprucht wurden, erscheint der Granodiorit mehr oder minder massig - s-Flächen sind kaum einzumessen. Nach s-parallelen Platten spaltet mitunter auch noch der kristalline Kalk.

Im Granodioritblastomylonit fallen die s-Flächen flach, weniger häufig mittelsteil. Im Granitblastomylonit und im kristallinen Kalk können die s-Flächen horizontal bis seiger liegen, es herrschen jedoch flache Einfallen-Werte vor. In den silikatischen Hüllgesteinen fallen die s-Flächen steil bis mittelsteil, seltener flach ein.- Vgl. Diagramme d 18 bis d 38.

Vergleicht man die s-Flächendiagramme d 18 bis d 20 für die ver-

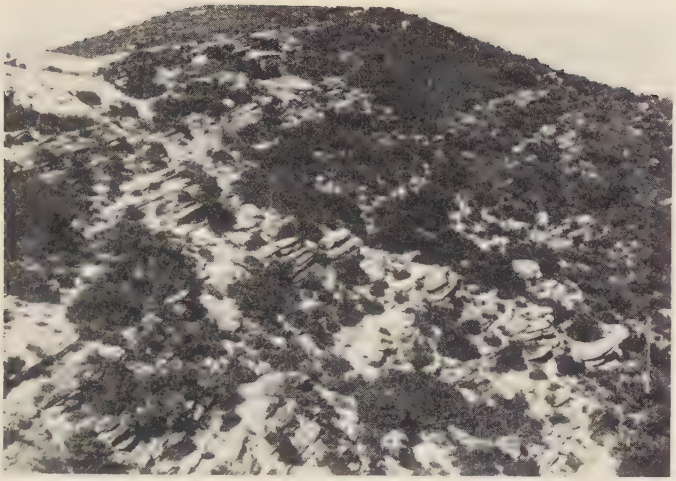


Abb. 13: Granitblastomylonit mit ausgezeichneter plattiger Teilbarkeit.- 2 km S Eleftheroupolis; Blick nach SW.

Abb. 14: Bis 50 cm mächtiger, mechanisch beanspruchter Gang eines porphyrartigen Gesteins in Granodioritblastomylonit.- 500 m SW vom Gipfel 175, SSE Nea Iraklitsa; Blick nach E.

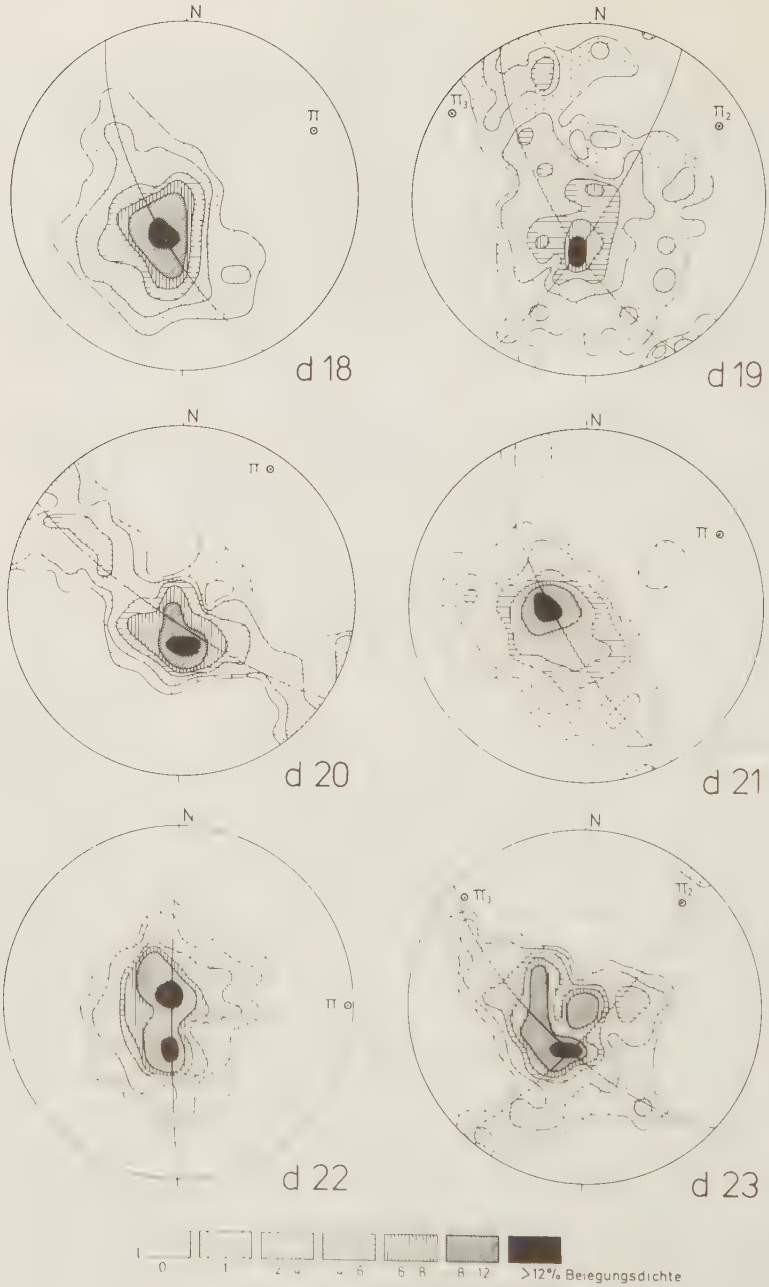


Abb. 15 (d 18 - d 23): s-Flächendiagramme mechanisch verformter Eruptiva aus den Teilgebieten I-VI (s. auch Erläuterung der einzelnen Diagramme).

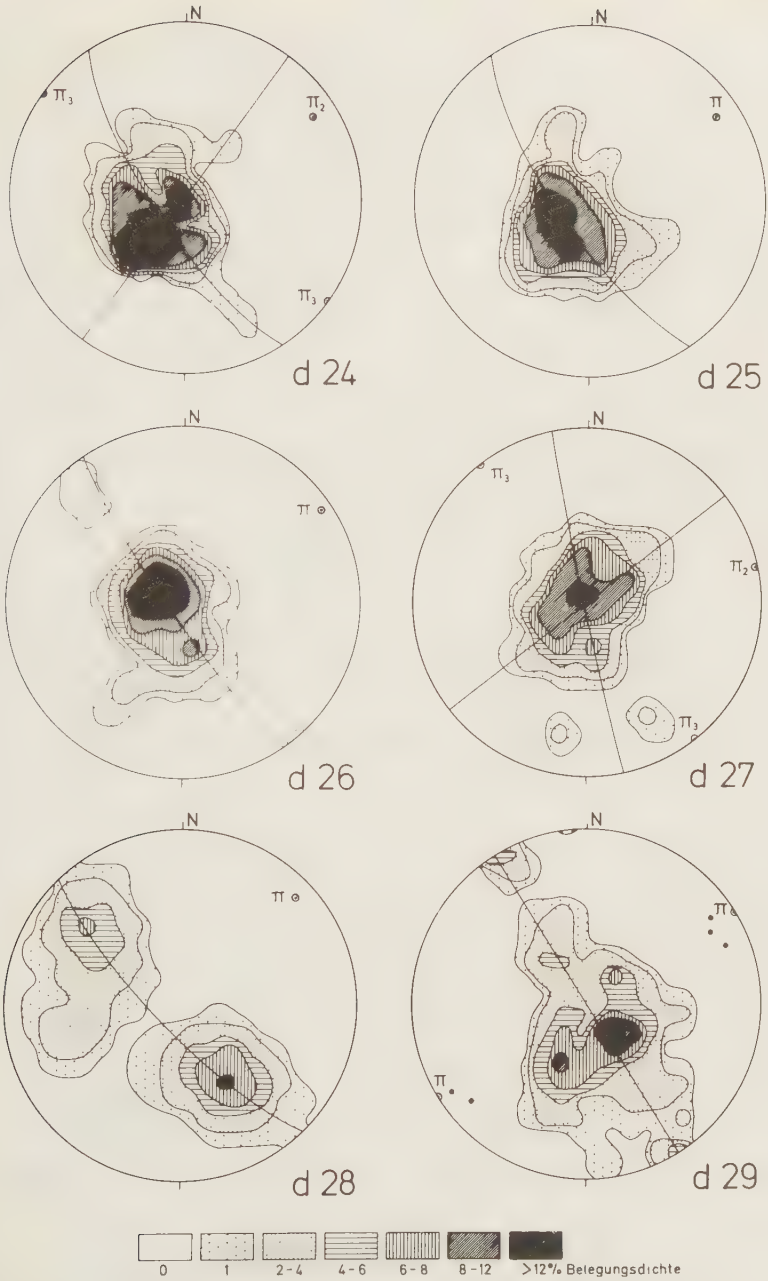


Abb. 16 (d 24 - d 29): s-Flächendiagramme mechanisch verformter Eruptiva aus den Teilgebieten VII-X (d 24 - d 27), silikatischer Hüllgesteine aus dem Teilgebiet A (d 28) sowie kristalliner Kalke aus dem Teilgebiet A (d 29). Die Kreise im Diagramm d 29 zeigen die Durchstoßpunkte der Faltenachsen in dm- bis 10-m-Bereich (s. auch Erläuterung der einzelnen Diagramme).

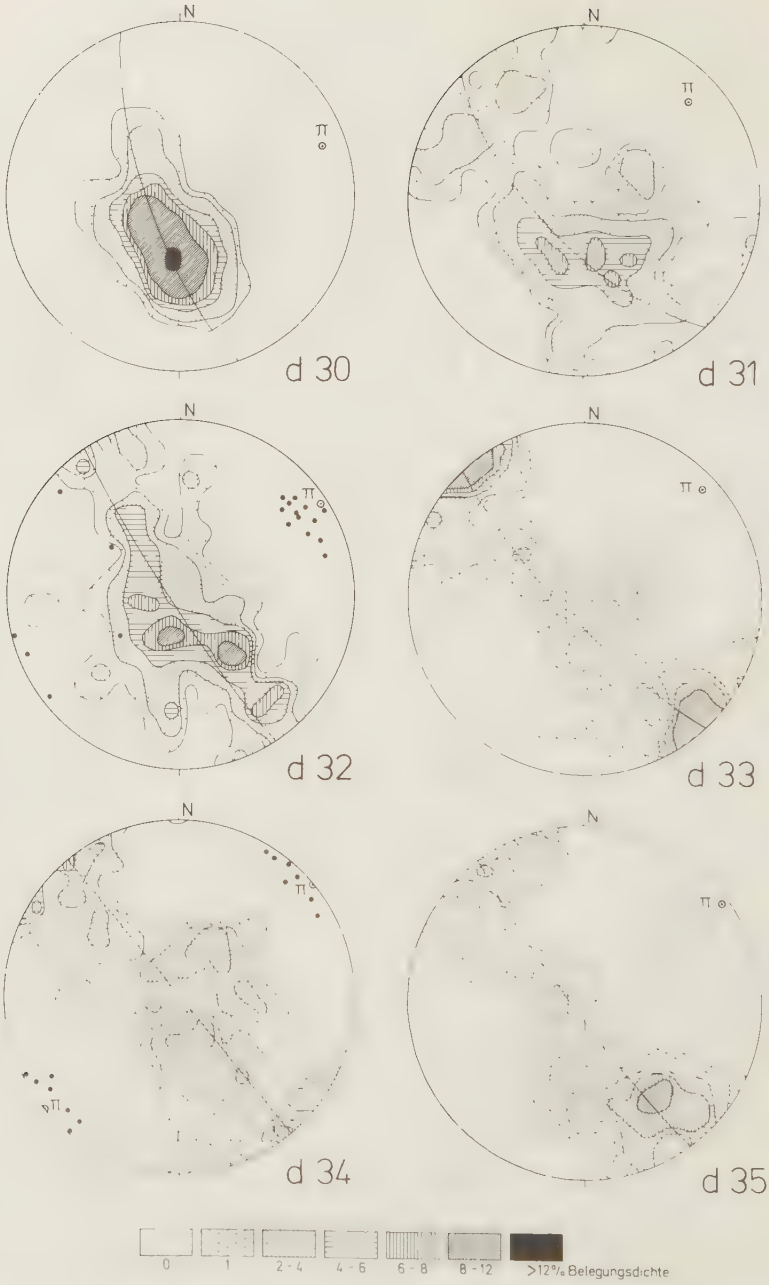


Abb. 17 (d 30 - d 35): s-Flächendiagramme silikatischer Hüllgesteine aus den Teilgebieten B (d 30), C (d 31), D (d 33), E (d 35) und kristalliner Kalke aus den Teilgebieten C (d 32), D (d 34). Die Kreise zeigen die Durchstoßpunkte der Faltenachsen in dm- bis 10-m-Bereich (s. auch Erläuterung der einzelnen Diagramme).

Erläuterung der Diagramme der Abb. 15-17

d 18 59 s aus mechanisch verformten Eruptivgesteinen; π-Pol in 62/18 NE; Teilgebiet I.

d 19 249 s aus mechanisch verformten Eruptivgesteinen; π_2-Pol in 60/17 NE, π_3-Pol in 122/10 NW; Teilgebiet II.

d 20 134 s aus mechanisch verformten Eruptivgesteinen; π-Pol in 33/10 NE; Teilgebiet III.

d 21 70 s aus mechanisch verformten Eruptivgesteinen; π-Pol in 60/15 NE; Teilgebiet IV.

d 22 153 s aus mechanisch verformten Eruptivgesteinen; π-Pol in 90/3 E; Teilgebiet V.

d 23 142 s aus mechanisch verformten Eruptivgesteinen; π_2-Pol in 42/20 NE, π_3-Pol in 132/10 NW; Teilgebiet VI.

d 24 179 s aus mechanisch verformten Eruptivgesteinen; π_2-Pol in 57/15 NE, π_3-Pol in 126/horizontal; Teilgebiet VII.

d 25 128 s aus mechanisch verformten Eruptivgesteinen; π-Pol in 55/15 NE; Teilgebiet VIII.

d 26 103 s aus mechanisch verformten Eruptivgesteinen; π-Pol in 55/7 NE; Teilgebiet IX.

d 27 131 s aus mechanisch verformten Eruptivgesteinen; π_2-Pol in 78/2 ENE, π_3-Pol in 142/horizontal; Teilgebiet X.

d 28 29 s aus silikatischen Hüllgesteinen; π-Pol in 47/12 NE; Teilgebiet A.

d 29 86 s aus kristallinem Kalk; π-Pol in 58/horizontal; Teilgebiet A.

d 30 46 s aus silikatischen Hüllgesteinen; π-Pol in 70/15 NE; Teilgebiet B.

d 31 63 s aus silikatischen Hüllgesteinen; π-Pol in 47/20 NE; Teilgebiet C.

d 32 141 s aus kristallinem Kalk; π-Pol in 57/5 NE; Teilgebiet C.

d 33 67 s aus silikatischen Hüllgesteinen; π-Pol in 47/10 NE; Teilgebiet D.

d 34 151 s aus kristallinem Kalk; π-Pol in 50/horizontal; Teilgebiet D.

d 35 73 s aus silikatischen Hüllgesteinen; π-Pol in 54/5 NE; Teilgebiet E.

Neben den festgestellten steilen s-Flächen der alten B_1-Tektonik können auch noch andere Gründe für die Diskordanzen zwischen verschiedenartigen Gesteinen oder Bereichen eines einzigen Gesteins verantwortlich gemacht werden. So haben wohl während der Faltung um B_2 beträchtliche Abscherungen an der Basis des kristallinen Kalkes stattgefunden, durch welche ungünstig gelegene Gefügeelemente umorientiert, verstellt wurden. Der Relativsinn der Bewegung läßt sich hierbei vielfach an der Tropfenform härterer Linsen im Silikatgestein erkennen. Im Zuge dieser Bewegungen ist der kristalline Kalk örtlich in das liegende Silikatgestein tektonisch eingemuldet worden, und zwar bevor beide Gesteine nach B_2 verschiefert wurden. So kommt z.B. eine 5 m mächtige kristalline Kalk-"Bank" in sehr feinkörnigem Plagioklas-Gneis 1 km südlich vom Gipfel 614, N Kavala zum Vorschein. Die Grenzflächen stehen seiger, während die s_2-Flächen in beiden Gesteinen nahezu horizontal verlaufen.

Der Vorgang der disharmonischen Faltung, der sich teilweise aufgrund des Gesetzes der Stauchfaltengröße erklären läßt (s. SANDER 1948, S. 150; ADLER & al. 1959, S. 40f.), scheint eine beachtliche Rolle beim Zustandekommen der Diskordanzen gespielt zu haben. ASHGIREI (1963, S. 108) nennt Diskordanzen, die erst im Verlauf der mechanischen Beanspruchung der Gesteine entstehen, Pseudodiskordanzen.

Diskordante Eruptivgesteinsgänge in Bändergneis sind entweder parallel zum Gneis-s oder, wie im Raum N bis NW Kavala, unabhängig davon verschiefert. In beiden Fällen sind die Schieferungsflächen im Ganggestein hOl-Flächen zum B_2. Während aber die s-Flächen im Gneis im ersten Fall ebenfalls hOl-Flächen in bezug auf B_2 sind, bezieht sich das Gneis-s im zweiten Fall auf die alte B_1-Achse.

3.4 Die Gänge

3.4.1 Die Eruptivgesteinsgänge

Die Eruptivgesteinsgänge verteilen sich sowohl innerhalb des gesamten Arbeitsgebietes als auch innerhalb kleiner Bereiche nicht gleichmäßig. So sind die Teilgebiete I, II, III für den Granitblastomylonit sowie das Teilgebiet IV für Granodiorit und Granodioritblastomylonit ausgesprochen arm an Eruptivgesteinsgängen. Allerdings gibt es auch in diesen Gebieten Stellen, wie beispielsweise

im Raum S Exochi, wo mehrere Eruptivgesteinsgänge zu finden sind. Auch in den silikatischen Hüllgesteinen sind manchmal zahlreiche z.T. starke Gänge auf engem Raum vorhanden, während andere Gebiete völlig frei von Gängen sind.

Die Häufigkeit der Eruptivgesteinsgänge in silikatischen Hüllgesteinen scheint im großen und ganzen von der jeweiligen Entfernung vom Kontakt gegen die Tiefengesteine abhängig zu sein. In größeren Abständen vom Kontakt zum Granodioritblastomylonit kommen in sehr feinkörnigem Plagioklas-Gneis der Umgegend von Kavala nur vereinzelt Eruptivgesteinsgänge vor; die am weitesten entfernten Gänge sind mir ca. 1,5 km vom nächsten Kontakt begegnet. Nähert man sich dem Kontakt, so stellt man fest, daß die Zahl und die Mächtigkeit der Gänge immer mehr zunehmen. Sie vereinigen sich schließlich zu zusammenhängenden Intrusivkörpern, in denen die silikatischen Nebengesteine nur noch als große oder kleine Schollen durchsetzt von dünneren Gängen vorliegen (Abb. 148, 183).

Während die Mächtigkeit der in silikatischen Hüllgesteinen aufsitzenden Eruptivgesteinsgänge mehrere Meter erreichen kann, ist die überwiegende Mehrheit der Gänge in magmatischen Gesteinen geringmächtig. Aus Abb. 21, welche die prozentuale Häufigkeit der in magmatischen Gesteinen sitzenden, über 2 cm starken Gänge nach ihrer Dicke zeigt, geht hervor, daß mehr als die Hälfte aller eingemessenen Eruptivgesteinsgänge unter 10 cm stark sind. Auffallend ist die ziemlich große Anzahl der Gänge mit 41-50 cm Dicke. Über 1 m mächtige Gänge sind äußerst selten. Die stärksten Gänge (bis 5 m) sind mir in Granodioritblastomylonit im Umkreis von Myrtophyton begegnet.

Die Tektonik verändert vielfach die ursprüngliche Gangmächtigkeit (Abb. 14). Abb. 21 ist auf Mittelwerte gegründet, wo die Gangdicken nicht allzu stark schwanken.

Dunkle porphyrische Gänge sind meist 10-20 cm mächtig. Hie und da können sie im Bereich S Nea Iraklitsa bis 50 cm stark werden (Abb. 14). Bei Aspra Chomata (E Kavala) wird ein porphyrischer Gang in kristallinem Kalk örtlich mehr als 60 cm dick.

Bereits im Gelände fällt das flache Verlaufen der in magmatischen Gesteinen sitzenden Gänge auf (Abb. 14, 25, 26). Steile Gänge, wie sie aus vielen Granitmassiven bekannt sind (s. z.B. CLOOS 1936, BENEK 1967), sind sehr selten. So sitzen z.B. in Granodiorit 2 km N Aspri Ammos zahlreiche 3-15 cm dicke Gänge, die N 30-40°E streichen und

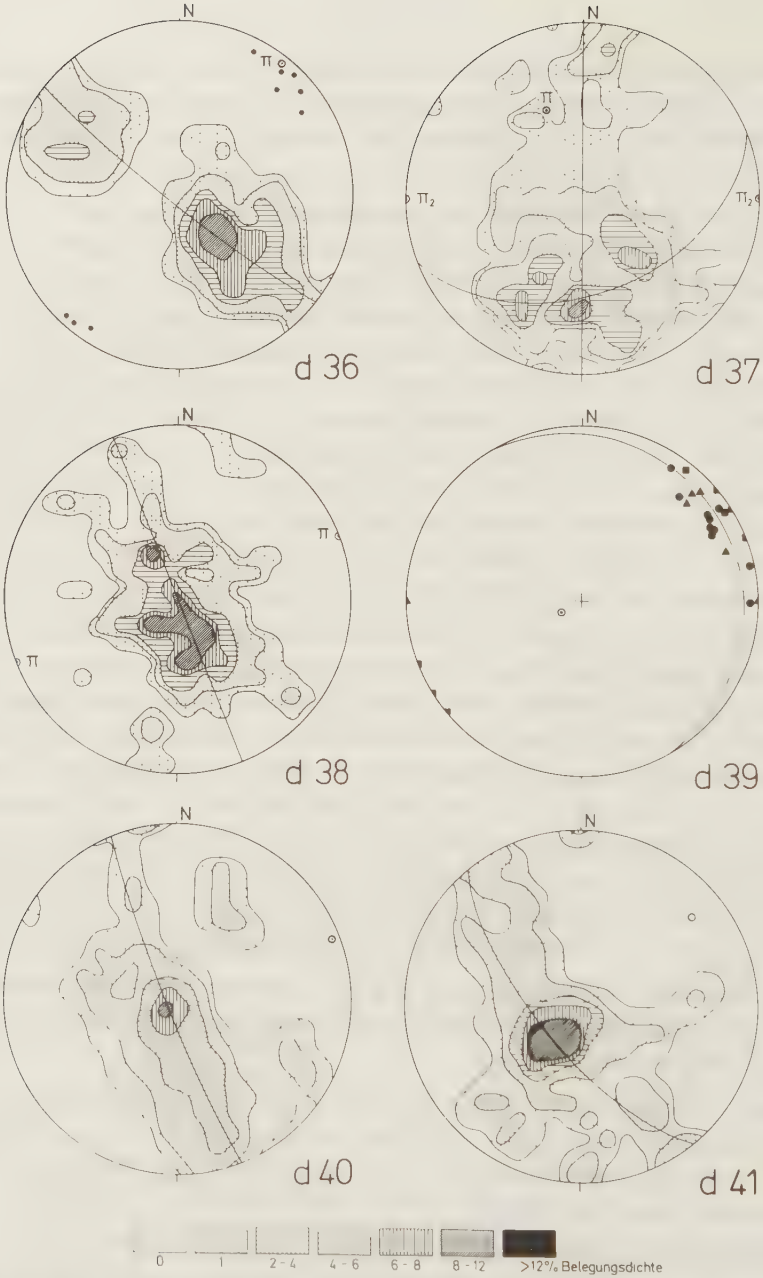


Abb. 18 (d 36 - d 41): s-Flächendiagramme kristalliner Kalke aus den Teilgebieten E (d 36), F (d 38) sowie silikatischer Hüllgesteine aus dem Teilgebiet F (d 37). π-Pole aus den s-Flächendiagrammen der einzelnen Teilgebiete (d 39). Diagramme der Eruptivgesteinsgänge, die in magmatischen Gesteinen der Teilgebiete V (d 40) und VI (d 41) sitzen (s. auch Erläuterung der einzelnen Diagramme).

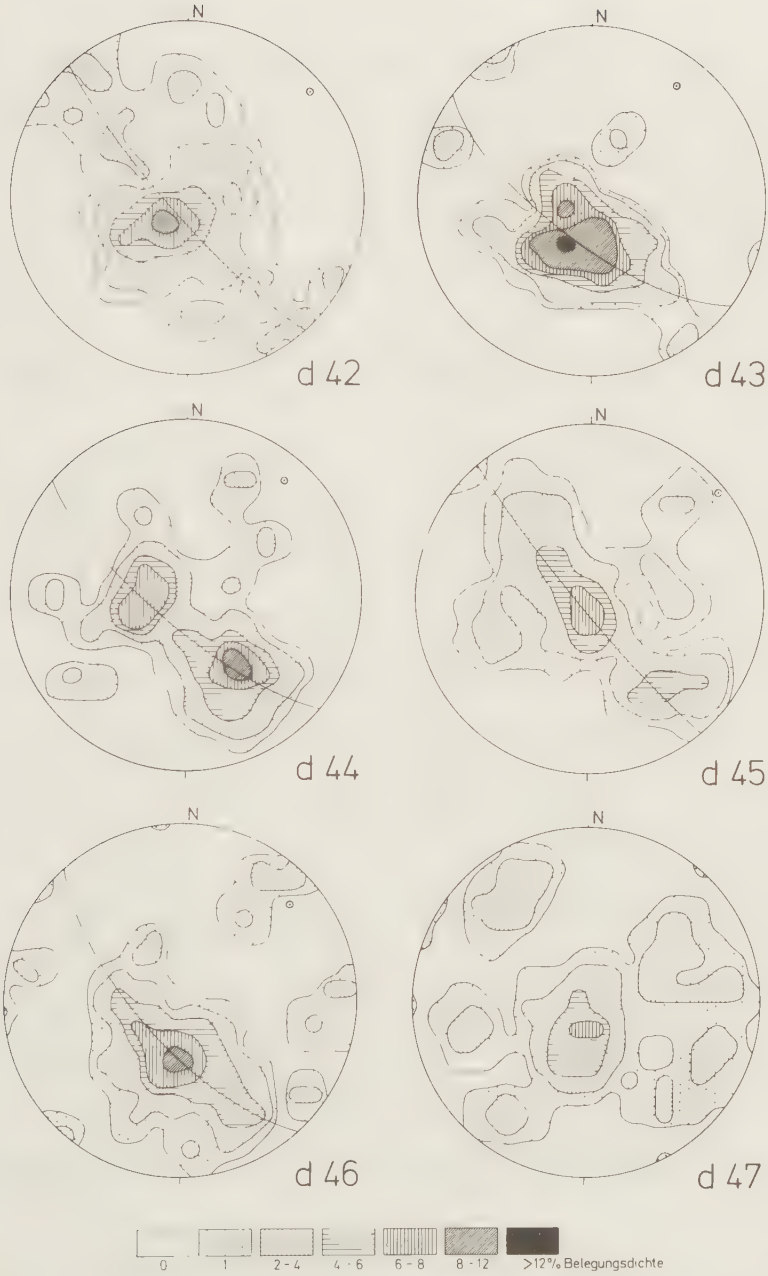


Abb. 19 (d 42 - d 47): Diagramme der in magmatischen Gesteinen sitzenden Eruptivgesteinsgänge aus den Teilgebieten VII-X (d 42 - d 45), der in silikatischen Hüllgesteinen sitzenden Eruptivgesteinsgänge aus dem gesamten Symvolon-Gebirge und dem Kavala-Gebiet (d 46) sowie der in magmatischen Gesteinen sitzenden Quarzgänge aus dem ganzen Arbeitsgebiet (d 47) (s. auch Erläuterung der einzelnen Diagramme).

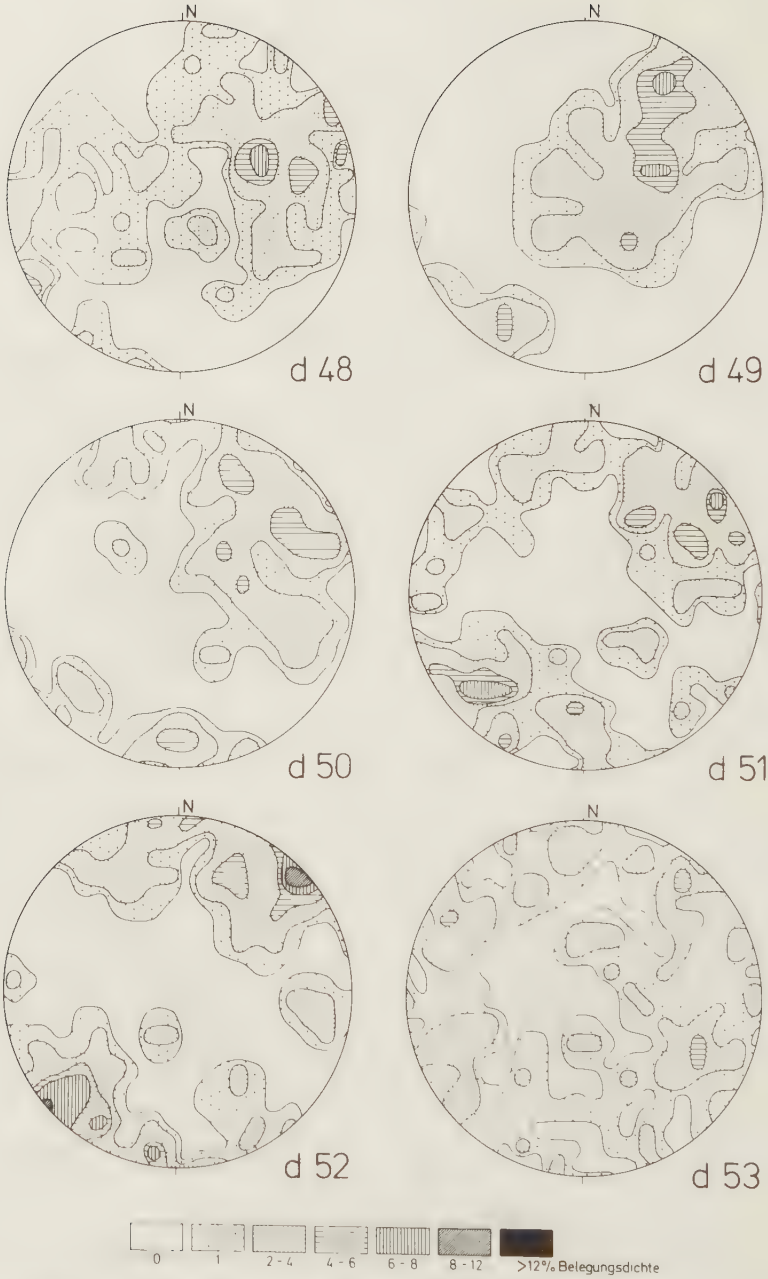


Abb. 20 (d 48 - d 53): Diagramme von Turmalin-Quarz-Gängen und Klüften mit Turmalinbelägen in magmatogenen Gesteinen aus dem W- (d 48) und dem E-Teil (d 49) des Arbeitsgebietes sowie Kluftdiagramme der Teilgebiete I-IV (d 50 - d 53) (s. auch Erläuterung der einzelnen Diagramme).

Erläuterung der Diagramme der Abb. 18-20

d 36 69 s aus kristallinem Kalk; π-Pol in 40/5 NE. Die Kreise zeigen die Durchstoßpunkte der Faltenachsen in dm- bis 10-m-Bereich; Teilgebiet E.

d 37 152 s aus silikatischen Hüllgesteinen; π_2-Pol in 90/horizontal, π-Pol des zweiten Großkreises in 158/45 NNW; Teilgebiet F.

d 38 219 s aus kristallinem Kalk; π-Pol in 68/horizontal; Teilgebiet F.

d 39 π- bzw. π_2-Pole aus den s-Flächendiagrammen für die einzelnen Teilgebiete. Kreise für magmatische Gesteine, Dreiecke für silikatische Hüllgesteine, Quadrate für kristallinen Kalk. Pol des Großkreises in 63/79 SW.

d 40 68 Eruptivgesteinsgänge in magmatischen Gesteinen; Pol des Großkreises in 70/5 NE; Teilgebiet V.

d 41 81 Eruptivgesteinsgänge in magmatischen Gesteinen; Pol des Großkreises in 50/20 NE; Teilgebiet VI.

d 42 82 Eruptivgesteinsgänge in magmatischen Gesteinen; Pol des Großkreises in 50/10 NE; Teilgebiet VII.

d 43 62 Eruptivgesteinsgänge in magmatischen Gesteinen; Pol des Großkreises in 37/20 NE; Teilgebiet VIII.

d 44 67 Eruptivgesteinsgänge in magmatischen Gesteinen; Pol des Großkreises in 40/15 NE; Teilgebiet IX.

d 45 49 Eruptivgesteinsgänge in magmatischen Gesteinen; Pol des Großkreises in 50/5 NE; Teilgebiet X.

d 46 76 Eruptivgesteinsgänge in silikatischen Hüllgesteinen aus dem ganzen Arbeitsgebiet; Pol des Großkreises in 48/20 NE.

d 47 40 Quarzgänge in magmatischen Gesteinen aus dem ganzen Arbeitsgebiet.

d 48 125 Turmalin-Quarz-Gänge und Klüfte mit Turmalinbelägen in magmatischen Gesteinen aus dem W-Teil (W-Kartenhälfte) des Arbeitsgebietes.

d 49 46 Turmalin-Quarz-Gänge und Klüfte mit Turmalinbelägen in magmatischen Gesteinen aus dem E-Teil (E-Kartenhälfte) des Arbeitsgebietes.

d 50 178 Klüfte aus Eruptivgesteinen des Teilgebietes I.

d 51 274 Klüfte aus Eruptivgesteinen des Teilgebietes II.

d 52 218 Klüfte aus Eruptivgesteinen des Teilgebietes III.

d 53 298 Klüfte aus Eruptivgesteinen des Teilgebietes IV.

70° NW bis seiger fallen. Die Mehrzahl der Gänge liegt in flachen Scherfugen parallel zum s des Wirtgesteins oder schließt mit ihm einen spitzen Winkel ein. Infolgedessen sehen oft die Gesteine gebändert aus.

Wiederholt habe ich beobachtet, daß die s-Flächen des Nebengesteins in einigem Abstand vom Gang einen spitzen Winkel mit ihm bilden, in seiner Nähe jedoch umschwenken und parallel zu ihm verlaufen. Im Gang selbst liegen die s-Flächen, auch bei spitzen Winkeln des äußeren s zu den Ganggrenzen, parallel zu den Salbändern. Nur bei großen Winkeln des Ganges zum äußeren s setzt sich dieses unverstellt durch den Gang fort.

Diagramme d 40 bis d 45 zeigen, daß die überwiegende Mehrheit der Gangpole einen Großkreis besetzt. Das Maximum entspricht zumeist recht flach liegenden Gängen. Der Pol des Großkreises fällt in den Bereich des Maximums der B_2-Achsen und b_2-Lineare (vgl. Diagramme d 5 bis d 10). Die Ganggesteine benutzten also für ihre Intrusion in den Granodiorit hauptsächlich flache ab- und h0l-Fugen in bezug auf die B_2-Faltenachse. Gangpole, die deutlich außerhalb des Großkreises liegen, kommen vor allem in den Diagrammen d 44 und d 45 vor. Sie entsprechen vermutlich 0kl-Spaltenfüllungen in bezug auf B_2 und somit den in 3.2.7 erwähnten Scherflächen durch die a- bzw. $B' \perp B_2$-Achse des Gefüges. Die Gegend um den Pol des Großkreises bleibt stets weitgehend unbesetzt, d.h. ac-Spalten wurden für die Intrusion der Eruptivgesteinsgänge kaum verwendet.

Im Feld wurden des öfteren Gänge beobachtet, die sich unter Spitzen Winkeln in b des Gefüges zu B_2 schneiden. Gegenseitig versetzte Gänge kommen nicht vor. Häufig durchschneiden jedoch jüngere, z.B. granitische Gänge ältere aplitische und umgekehrt.

Aus der geschilderten Raumlage der Eruptivgesteinsgänge in Granodioritgesteinen ergibt sich, daß die B_2-Tektonik mindestens gleich alt mit der Intrusion der Gänge sein muß. Da andererseits die Ganggesteine nach der gleichen B_2-Achse deformiert wurden, war die B_2-Tektonik noch postinjektiv in bezug auf die Gänge wirksam.

Die in den Teilgebieten I bis IV eingemessenen Gänge reichen nicht aus, Diagramme aufzustellen. Sie sind aber ebenfalls ab- und h0l-Spaltenfüllungen in bezug auf B_2. In Granitblastomylonit (Teilgebiete I bis III) liegen die Gänge fast immer parallel oder subparallel zum s des Gesteins und sind somit Lagergänge.

In silikatischen Hüllgesteinen kommen sowohl akkordante wie auch diskordante Eruptivgesteinsgänge vor. Erstere drangen vermutlich in ältere s_1-Fugen der Gesteine ein, die während der syninjektiven B_2-Tektonik geöffnet wurden (vgl. 3.3). Sie sind in der Regel scharf b-achsialgestriemt, also kräftig nach B_2 tektonisch verformt, vielfach auch boudiniert oder zusammen mit ihrem Nebengestein in größere Falten gelegt. Akkordante Gänge sind mm- bis dm-, mitunter jedoch bis 3 m dick. Ihr Material ist granitaplitisch.

Diskordante Gänge in Hüllgesteinen sind ebenfalls stark um B_2 mechanisch beansprucht und z.T., wenn sie nicht besonders dick sind, in bis m-große Scherfalten gelegt worden. Sie sind überwiegend flach liegende, klein- bis grobkörnige leukokrate Granit- oder Granodioritgänge. Mit abnehmendem Abstand vom Granodiorit werden diese Gänge immer dicker, bis sie mehrere Meter starke Gangstöcke bilden.

In vielen Fällen werden die akkordanten Gänge von den diskordanten durchschnitten, gehören mithin einer älteren Generation an. Bisweilen jedoch sehen die akkordanten Gänge wie Zweige der diskordanten aus oder umgekehrt (Abb. 183); dann sind die verschieden orientierten Gänge gleichzeitig entstanden. In silikatischen Hüllgesteinen bilden hie und da die verzweigten oder einander durchschlagenden Gänge dichte Netzwerke.- Vgl. auch FISCHER (1964a, S. 392).

In Diagramm d 46 für Gänge in silikatischen Hüllgesteinen aus dem ganzen Gebiet besetzen die Durchstoßpunkte der Salbändernormalen bevorzugt einen Großkreis mit Pol in 48/20 NE, im unbesetzten Feld. Anders orientierte Gänge treten stark zurück. Die Streuung der Projektionen beiderseits des Großkreises kann angesichts der Größe des Arbeitsgebietes und der ziemlich unterschiedlichen Lage der B_2-Achse in den einzelnen Teilbereichen als gering beurteilt werden. Die Ganggesteine intrudierten, genauso wie bei den magmatischen Tiefengesteinen, vor allem in ab- und hOl-Fugen zum B_2. Diese mit z.T. mächtigen Gängen gefüllten Spalten verlaufen in Gneisen W bis N Kavala ganz flach, während die vorherrschenden s_1-Flächen derselben Gesteine sehr steil fallen und am Kontakt zum Gang manchmal geschleppt worden sind. Das s liegt im Gang parallel zu den Salbändern (vgl. 3.3).

Nach KRONBERG (1969, S. 25) intrudierte ein beträchtlicher Teil der Aplite des Kavala-Granits in ac-Klüfte der um 40-60° streichenden Falten im Gneisdach. Demgegenüber sind mir Gänge in ac-Klüften der Hüllgesteine zum B_2 nur ausnahmsweise begegnet (s. Diagramm d 46).

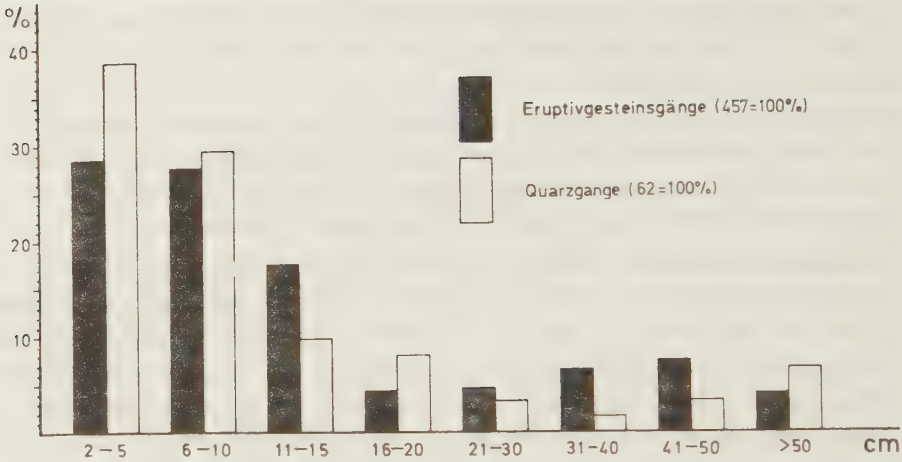


Abb. 21: Häufigkeitsverteilung der Mächtigkeit der in magmatischen Gesteinen sitzenden, über 2 cm dicken Eruptivgesteins- und Quarzgänge.

Abb. 22: Hornblende-Gneis (weiß) durchsetzt von Aplitgängen (weit punktiert). Von jüngeren, NW-SE streichenden, steil nach NE fallenden Klüften aus wird das Gestein verschieden stark aplitisiert (eng punktiert).- Kara Orman.

Im kristallinen Kalk sitzen schmächtige Eruptivgesteinsgänge oder -adern fast ausnahmslos auf s-Flächen zum B_2 des gefalteten Gesteins. Es handelt sich also abermals um akkordante Gänge, die während der B_2-Tektonik in den kristallinen Kalk intrudierten. Da sie wiederholt boudiniert und auch sont tektonisch verformt sind, hat offenbar die mechanische Deformation ihre Injektion überdauert.

Neben den oben erwähnten Gängen springen mitunter in die Augen gangähnliche aplitische Gebilde (Pseudogänge), die dadurch entstanden sind, daß die dunklen Bestandteile der silikatischen Gesteine durch Quarz und Feldspäte verdrängt wurden. Im Gegensatz zu den ebenen Salbändern der echten Gänge sind die Grenzflächen der aplitisierten Pseudogänge völlig uneben und verschwommen; der Übergang in das Nebengestein vollzieht sich ganz allmählich. Die Gesteine können von verschiedenen Fugen aus aplitisiert werden. Ganz besonders sind ac-Klüfte in bezug auf B_2 daran beteiligt, d.h. Flächen, die überwiegend NW-SE bis NNW-SSE streichen und steil nach SW bis WSW einfallen (Abb. 22). Als Bahnen bester Wegsamkeit erleichtern hierbei die s-Flächen der mechanisch mehr oder weniger stark beanspruchten Gesteine das Eindringen der hydrothermalen Agenzien ins Innere des Gesteinsgefüges hinein.

Echte Eruptivgesteinsgänge sind stets älter als die Pseudogänge, da sie von denselben Klüften durchsetzt werden, von denen aus die angrenzenden Bereiche des Nebengesteins aplitisiert wurden. Die aplitischen Pseudogänge gehen allem Anschein nach auf hydrothermale Nachschübe des gleichen Magmaherdes zurück, der auch die Tiefengesteine und die übrigen Ganggesteine des Arbeitsgebietes lieferte. Es zeigt sich somit, daß die magmatischen Intrusionen im großen und ganzen syntektonisch in bezug auf B_2 vor sich gingen. Nach FISCHER (1964a, S. 392) müssen "Stoffmobilisierungen im Untergrund noch die tektonische Hauptphase überdauert haben".

3.4.2 Die Mineralgänge

3.4.2.1 Die Quarzgänge

Die Mächtigkeit der Quarzgänge ist meist gering. Aus dem Histogramm der Abb. 21 für die Mächtigkeiten der mehr als 2 cm starken,

in Eruptivgesteinen sitzenden Quarzgänge geht hervor, daß mehr als 2/3 aller eingemessenen Gänge 2 bis 10 cm dick sind. Die stärksten wurden in Granitblastomylonit S Melissa angetroffen; sie sind bis 3 m dick.

Im Gelände habe ich immer wieder beobachtet, daß Quarzgänge vornehmlich in s-Fugen der Gesteine eingelagert sind. Aus dem Diagramm d 47 für Quarzgänge in Eruptivgesteinen aus dem ganzen Gebiet ergibt sich, daß die Mehrheit von ihnen flach liegt - Quarz kristallisierte in erster Linie in ab- oder h0l-Fugen zum B_2. Daneben wurden jedoch auch anders orientierte Flächen benutzt, die sich anscheinend zur Zeit der Quarzgangbildung öffnen konnten. Daß die Projektionen im Diagramm d 47 ziemlich stark streuen, geht indes nicht zuletzt auf den Umstand zurück, daß die B_2-Achse in den einzelnen Teilgebieten nicht völlig einheitlich orientiert ist (vgl. Diagramm d 17).

3.4.2.2 Die Turmalin-Quarz-Gänge und -Kluftbeläge

In den meisten Fällen wurden nur dünne turmalinhaltige Kluftbeläge beobachtet. Doch es gibt auch richtige Gänge, die im Umkreis von Mavri Petra (SW Pholea) bis über 1 m dick werden können (vgl. 5.4.2.3).

Aus den Diagrammen d 48 und d 49 geht hervor, daß die Mehrzahl der turmalinführenden Spalten NW-SE bis NNW-SSE streicht und seiger bis mittelsteil nach SW bzw. WSW einfällt. Weniger häufig kommt Turmalin in anders orientierten Spalten oder auch in s-Fugen der Gesteine vor. Die meisten Projektionen häufen sich daher im Bereich der Durchstoßpunkte der B_2-Achsen und b_2-Lineare im NE-Quadranten. Ein Teil der turmalinführenden Spalten entspricht also ac-Flächen in bezug auf B_2. Obwohl die Pole - namentlich in Diagramm d 48 - stark streuen, was sich weitgehend aus der wechselnden Lage der Koordinaten a,b,c des B_2-Beanspruchungsplanes herleitet, läßt sich ein breiter SW-NE streichender Gürtel erkennen, während die NW-und SE-Diagrammsektoren nur schwach oder nicht besetzt bleiben - die Pole liegen auf Großkreisen zum a des Gefüges.

Es stellt sich somit heraus, daß die hydrothermal-pneumatolytischen Agenzien, aus denen sich blauer Turmalin bildete, überwiegend in 0kl und ac-Fugen zum B_2 eindrangen. Hierbei können die ac-Spalten

als ein Spezialfall der Okl-Flächen betrachtet werden. Eine Kontrolle der Raumlage einiger turmalinführender Fugen im Koordinatensystem der B_2-Achse durch Projektion jeweils des Durchstoßpunktes der Fugennormale und der Koordinaten a,b,c im Wirtgestein, und zwar an derselben Stelle, ergab ebenfalls, daß es sich um Okl-Flächen zum B_2 handelt.

3.5 Die Boudinagen

In bc-Schnitten zu B_2 der kristallinen Gesteine des Arbeitsgebietes, insbesondere der plastischeren Hüllgesteine, erscheinen härtere Lagen wiederholt boudiniert: Sie sind in linsenförmige Gebilde gelegt, die nicht selten durch ac-Abrißflächen voneinander getrennt werden, während sich die umgebenden s-Flächen im höher teilbeweglichen Gestein um diese Boudinagen herumschmiegen.

Boudinierte steifere Platten sind hauptsächlich kleinkörnige Eruptivgesteinsgänge, voran Lagergänge in Hüllgesteinen, oder granatreiche Kalksilikatlagen (Abb. 12). Die Abrißflächen sind manchmal zu Spalten geöffnet, die mit Quarz ausgefüllt sind. In ac-Gesteinsschnitten behalten die boudinierten Lagen eine nahezu konstante Mächtigkeit, sie sind aber mitunter gefaltet.

3.6 Die blastokataklastische Deformation der kristallinen Gesteine

Der größte Teil des Arbeitsgebietes wurde im Verlauf der B_2-Tektonik einem mehr oder weniger starken Streß ausgesetzt, die Gesteine sind zu Tektoniten verformt worden. Abgesehen von einigen kleinen Bereichen im Symvolon-Gebirge, die mechanisch schwächer beansprucht wurden, sind nur Gesteine im Raum von Loutra Eleftheron sowie in der Umgegend von Kara Orman - d.h. am SW- und am NE-Ende meines Arbeitsgebietes - von der mechanischen Deformation weitgehend verschont geblieben. Im Feld kann man, wenn man von lokalen Abweichungen absieht, einen ganz allmählichen Übergang von diesen Gebieten in die benachbarten, deutlich durchbewegten Bereiche feststellen. Zwischen tektonisch nicht oder nur schwach beanspruchten Gesteinspartien, die ihr primäres Gefüge beibehalten haben und solchen,die bis zur Unkenntlichkeit mylonitisch zerrieben worden sind, vermittelt eine ganze Reihe von Tektoniten jeden erdenklichen Deformationsgrades.

Sowohl im Aufschluß wie auch im Handstück und im Dünnschliff kön-

nen wechselnd dicke, scharf abgesetzte Lagen hervortreten, in denen die Gesteine annähernd gleich stark durchbewegt sind. Öfter sind die Unterschiede in Farbe und Korngröße zwischen den einzelnen, parallel zu flachen s- oder h01-Scherflächen liegenden Bändern dermaßen stark ausgeprägt, daß Lagergänge oder Sedimentschichten vorgetäuscht werden.

Während der im großen und ganzen gleichzeitig mit der B_2-Formung erfolgten retrograden Metamorphose sind die kataklastisch bearbeiteten Gesteine in verschiedenem Ausmaß blastisch erholt worden. Eine durchgreifende Umkristallisation des Altbestandes hat nur selten stattgefunden; Relikte der früheren Mineralkörner sind beinahe stets vorhanden (vgl. 7.).

Allgemein sind mechanisch beanspruchte Gesteine schwach oder stark verschiefert, ihre alten wie auch neukristallisierten Komponenten sind statistisch mit der flachsten Seite in s, mit dem längsten Durchmesser in b des Gefüges eingeregelt. Bereits verschieferte Gesteine, wie z.B. Gneise und Amphibolite, können hierbei weiter verschiefert werden. Doch kann man hie und da - insbesondere im Bereich südlich der längs durch das Arbeitsgebiet ziehenden Hüllgesteinszüge - mechanisch fein zermahlene, massige Gesteinslagen antreffen, die nur schwach oder überhaupt nicht verschiefert sind und ein richtungsloses Gefüge zu besitzen scheinen. Mit dem Hammerschlag spalten derartige mylonitisch zerkleinerte Gesteinslagen - wenn man von Querklüften absieht - muschelig bzw. splitterig wie ein Hornfels.

Für blastisch erholte, verschieferte Tektonite, die immer noch einen erheblichen Betrag an deutlich erkennbaren kataklastischen Relikten führen, verwende ich den bekannten Begriff Blastomylonit (s. z.B. Abb. 158,172,186). Demgegenüber bezeichne ich kompakte Gesteine mit einem richtungslosen, felsigen Gefüge als Mylonite, wenn sie sehr feinkörnig sind und noch einzelne größere Altbestandsbrocken wahrnehmen lassen (Abb. 23), als Ultramylonite, wenn sie dicht sind und keine oder nur wenige, nicht allzu große porphyroklastische Relikte enthalten (Abb. 24).

Blastomylonit entspricht demnach im großen und ganzen dem Mylonitgneis, Mylonit dem Mylonit (im engeren Sinn), Ultramylonit dem Ultramylonit (im engeren Sinn) QUENSELs (1916, S. 99ff.). Im Unterschied aber zur Definition QUENSELs (und auch wohl zur allgemein üblichen Definiton), wonach bei Myloniten und Ultramyloniten die Kataklasstruktur über die Umkristallisation ganz überwiegt, trifft

für die vorliegenden Mylonite und Ultramylonite genau das Gegenteil zu, so daß sie als dichte, kompakte Blastomylonite betrachtet werden könnten. Doch sind vermutlich alle kompakten Mylonite und erst recht die Ultramylonite in beträchtlichem Ausmaß umkristallisiert, was allerdings wegen der sehr kleinen Korngröße zumeist unerkannt geblieben ist. Hierfür sprechen wohl die von QUENSEL (1916) festgestellten, z.T. starken Unterschiede im Chemismus und Mineralbestand zwischen den einzelnen Bändern der Ultramylonite bzw. zwischen diesen und ihrem mechanisch nicht so kräftig beanspruchten Muttergestein. Nach ESKOLA (1939, S. 407) "findet ohne Zweifel Auflösung und Rekristallisation schon bei der reinsten mechanischen Metamorphose statt, und es wird äußerst schwierig sein, zu entscheiden, was rein mechanisch und was durch den Weg der Lösung geschehen ist".

Zwischen kompakten Myloniten und Ultramyloniten einerseits, die mit bloßem Auge keine planaren oder linearen Gefügeelemente erkennen lassen, und Blastomyloniten andererseits, die verschiefert, verfältelt, vielfach auch gestengelt sind, ist nicht immer scharf abzutrennen, zumal zwischen den beiden Gruppen eine große Reihe von Übergangstypen vorhanden ist.

Bemerkenswert ist die Tatsache, daß Gesteine im Raum nördlich der erwähnten Hüllgesteinszüge nur selten zu unverschieferten Myloniten und fast nie zu Ultramyloniten zerrieben worden sind. Dennoch sind sie zum größten Teil kräftig blastomylonitisch überprägt. Granitblastomylonit z.B., das vorherrschende Gestein in diesem Gebiet, läßt nirgends mehr ein hypidiomorph-körniges Erstarrungsgefüge beobachten (vgl. 5.3.3). Allgemein zeigen die Gesteine dieses Raumes neben dem kataklastischen auch ein plastisches Verhalten, indem sie lebhaft gefaltet sind und eine große Anzahl stark verbogener Minerale besitzen. Demgegenüber wurden die Gesteine im Gebiet südlich der Hüllgesteinszüge hauptsächlich rupturell deformiert. Spezialfalten kommen hier in Eruptivgesteinen kaum vor, die Minerale sind mehr gebrochen als verbogen, Mylonite und Ultramylonite sind weit verbreitet.

Vermutlich wirkten die deformierenden Kräfte im Bereich nördlich der Hüllgesteinszüge überall annähernd gleichmäßig auf die Gesteine, während sie im Raum südlich der Hüllgesteinszüge sowie im sonst nur schwach durchbewegten Kavala-Gebiet namentlich auf einzelne Scherbahnen konzentrierten, längs deren die Gesteine ausgesprochen heftig mechanisch beansprucht wurden (vgl. SCHENK 1970, S. 103f.).

Die stets s-parallel und somit überwiegend flach liegenden Mylonit- oder Ultramylonitbahnen sind gewöhnlich einige Zehntel-mm bis einige dm mächtig, doch können sie mitunter mehrere m dick wer-

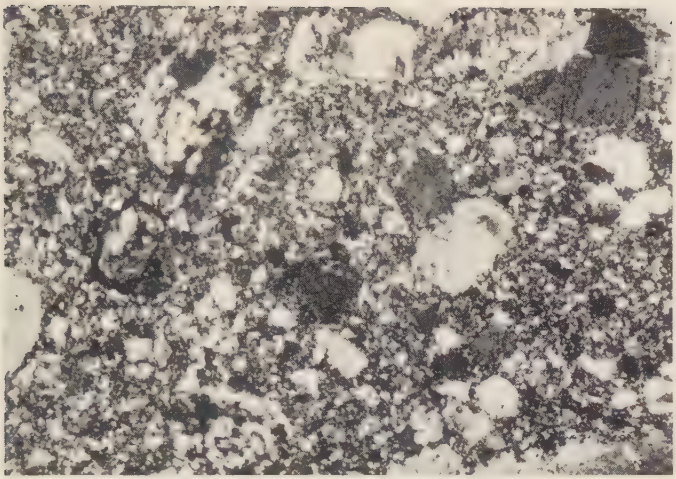


Abb. 23: Mylonit nach Granodioritblastomylonit; Gipfel 667, W Eleftherai, Dünnschl.-Nr. 3627.- In einem sehr feinkörnigen bis dichten Grundgewebe schwimmen größere Altbestandsbrocken. Brocken aus rekristallisierten und mehr oder weniger einheitlich eingeregelten Quarzkörnern zeigen, daß das Gestein bereits blastomylonitisch verformt war, als es während einer jüngeren Phase der B_2-Tektonik erneut mylonitisiert wurde. Am linken Bildteil ist ein Titanit zu sehen, welcher besonders randlich in Leukoxen (dunkel) umgewandelt ist (1,36 x 0,97 mm, Nic. +).

Abb. 24: Ultramylonit nach Granodioritblastomylonit; 1 km SW vom Gipfel 667, W Eleftherai, Dünnschl.-Nr. 3602.- Im dichten Grundgewebe liegen nur noch wenige, etwas größere Mineralrelikte. Ansätze einer metamorphen Differentiation des Gesteinsmehls in hellere und dunklere Lagen sind deutlich erkennbar (1,04 x 0,74 mm, Nic. +).

den. Oft lassen sich die Mylonitstreifen unter erheblich variierender Stärke über mehrere Meter hinweg verfolgen.

Mylonit- und Ultramylonitlagen sind nicht überall im Kavala-Gebiet und im Symvolon-Gebirge südlich der Hüllgesteinszüge homogen verteilt. Am häufigsten und z.T. recht dick treten sie im küstennahen Bereich S Elaiochorion-Pholea sowie in den Gipfelregionen des Symvolon N Myrtophyton auf, wo sie örtlich die einzigen anstehenden Gesteine stellen. Ungefähr 2 km NW vom Vorberg Kakoskala kommen ebenfalls massige Ultramylonitfelse zum Vorschein. Muttergestein der Mylonite und Ultramylonite in diesen Gebietsabschnitten ist zum weitaus überwiegenden Teil Granodiorit. In der Umgegend von Kavala können nur vereinzelt schmächtige Mylonit- oder Ultramylonitbahnen in den sonst nur schwach mechanisch beanspruchten Gesteinen beobachtet werden.

Die Farbe der Mylonite und Ultramylonite ist wegen der zerkleinerten melanokraten Bestandteile in der Regel wesentlich dunkler als diejenige ihres Muttergesteins (vgl. NIGGLI 1948, S. 148f.). Selbst schneeweiße Aplite oder kristalline Kalke sehen daher entlang Mylonitbahnen blaß- bis hellgrau aus. Granodioritmylonite und -ultramylonite sind hell- bis dunkelgrau, vielfach - wegen Fe-Hydroxide oder grüner Mineralkörnchen - mit einem Stich ins Rot oder Grün. Amphibolitmylonite sind dunkelgrüngrau bis schwarz. Allgemein ist die Farbe um so dunkler, je feiner das Gestein zerrieben ist. Obwohl Mylonite und insbesondere Ultramylonite kaum verschiefert sind, ist die Farbe in vielen Fällen derart verteilt, daß dunklere und hellere, diffus ineinander übergehende Bänder oder Schlieren hervortreten.

Mylonite und Ultramylonite ganz verschiedener Gesteine sehen häufig so verblüffend ähnlich aus, daß eine Aussage über ihre Herkunft nur aufgrund des geologischen Verbandes möglich ist.

U.d.M. zeigt sich, daß die dichten (Korndurchmesser überwiegend 1-10 μ, mitunter 0,5-5 μ) Granodioritultramylonite nur zu einem geringen Teil aus alten Mineralbrocken bestehen. In der Hauptsache setzen sie sich aus wechselnden Beträgen an neukristallisiertem Biotit, Muscovit, Chlorit, Epidot und allen voran Quarz zusammen. Letzterer, dem die Gesteine ihren sehr harten quarzit- oder hornfelsartigen Charakter verdanken, bildete sich anscheinend durch Rekristallisation alter Quarzkörner und insbesondere aus SiO_2, das aus zerfallenen Mineralen freigesetzt wurde. Eine SiO_2-Zufuhr aus außermylonitischen Gesteinsbereichen halte ich für unwahrscheinlich (Abb. 24).

Die Glimmer- und Chloritschüppchen sind in ihrer Mehrzahl mit (001) parallel oder subparallel zueinander ausgerichtet, zeigen somit die ab-Ebene an, die mit bloßem Auge gewöhnlich nicht festzustellen ist. Quarzkörnchen sind mit ihrem längsten Durchmesser ebenfalls in ab oder auch in b (=B_2) eingeregelt, ihre c-Achsen liegen statistisch in der ac-Ebene.

In der dichten Grundmasse der Granodioritultramylonite schwimmen manchmal wesentlich größere, reliktische Brocken, die in erster Linie aus Quarz bestehen. Die im Vergleich zu den Grundgewebsquarzen entschieden größeren Quarzkörner innerhalb dieser Brocken sind einheitlich geregelt und zeigen im allgemeinen alle Anzeichen unter Streß kristallisierten Quarzes (s. 4.1). Da sie nach Form und innerer Struktur des öfteren diskordant zu den winzigen authigenen Ultramylonitquarzen stehen, d.h. in bezug auf andere Gefügekoordinaten geregelt sind, wurden sie offenbar vor der ultramylonitischen Kataklase und Umkristallisation des Gesteins gebildet. Nicht selten ist Quarz in den größeren reliktischen Brocken weitgehend zu einem feinstkörnigen Mörtel aus rekristallisierten Körnern zerfallen.

Andererseits gibt es Risse der Granodioritultramylonite, die mit Quarz und Muscovit, vielfach auch mit Biotit, K-Feldspat oder Pyrit aufgefüllt sind. Quarzkörner sind hierbei mäßig ausgelängt und suturiert, löschen undulös aus, ihre c-Achsen sind parallel oder subparallel zueinander orientiert. Quarz ist also auf diesen Rissen wiederum syndeformativ kristallisiert, wenngleich der Streß viel schwächer war als bei der Rekristallisation des Quarzes in benachbarten Blastomyloniten. Mitunter werden die jungen Äderchen von noch jüngeren feinen Rissen durchzogen, an denen sie mehrfach versetzt werden. Die feinen Risse können ebenfalls durch Quarz oder Muscovit verheilt sein.

Hieraus ergeben sich folgende Schlüsse:

a) Die Mylonit- und Ultramylonitbahnen sind mindestens zum Teil jünger als die angrenzenden blastomylonitisch überformten Gesteinsbereiche.

b) Die B_2-Tektonik wirkte in einzelnen Akten oder ihre Intensität war nicht immer gleich stark.

c) Die starken Kräfte, welche die Gesteine aufs feinste zerrieben, waren bereits vor dem Abklingen der magmatischen Tätigkeit aktiv, sind also spätintrusiv in bezug auf die magmatischen Intrusionen des Arbeitsgebietes.

3.7 Die Bänderung der Gesteine

In Querschnitten der kristallinen Gesteine des Arbeitsgebietes wechseln oft verschieden gefärbte bzw. hellere und dunklere oder gröber- und feinerkörnige Lagen miteinander. Die Grenzen dieser s-parallel oder subparallel liegenden Gesteinsbereiche können ganz scharf bis völlig verschwommen sein. Bei ziemlich scharfen Grenzen und nicht allzu großen Mächtigkeiten der unterschiedlich aussehenden Partien entsteht das Bild eines gebänderten Gesteins (Abb. 25).

Die Bänder gehen anscheinend auf verschiedene Ursachen zurück.

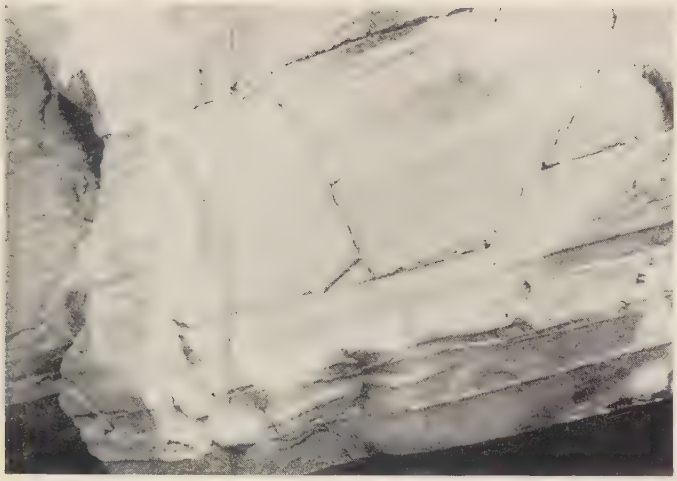


Abb. 25: Im Granodioritblastomylonit wechsellagern hellere und dunklere sowie gröber- und kleinerkörnige Schlieren, die hauptsächlich mechanisch bedingt sind. Aplitgänge sind ebenfalls akkordant in den Gesteinsverband eingedrungen.- 1 km NE Mavri Petra, S Pholea.

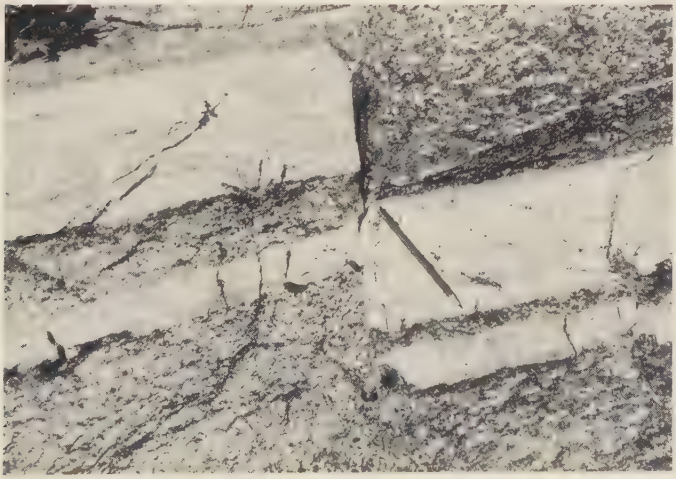


Abb. 26: Leukokrate Eruptivgesteinsgänge (63/35 NW) in Granodioritblastomylonit sind an einer Bewegungsfläche (5/65 E) um rd. 2 dm versetzt worden.- 2 km N Mavri Petra, S Pholea.

In Hüllgesteinen leiten sie sich z.T. aus primären Stoffunterschieden zwischen den einzelnen Schichten ab. Nicht selten sind die Hüllgesteine rhythmisch gebändert, was aber auch mechanisch bedingt sein kann (rhythmische Zerscherung). In kontaktnahen Bereichen wurden überdies die Hüllgesteine während der magmatischen Intrusionen durch pneumatolytisch-hydrothermale Agenzien beeinflußt und entlang s-parallelen Bahnen verschieden stark umgewandelt.

Andere Ursachen des gebänderten Gefüges, die alle Gesteine betreffen, sind s-parallel eingelagerte Gänge und Adern verschiedenen Stoff- und Mineralbestandes sowie wechselnder Stärke und Korngröße; ferner die Differentiation der Tiefengesteine in ziemlich mächtige Lagen unterschiedlicher Basizität oder Größe der K-Feldspatporphyroklasten (vgl. 5.2, 5.3).

Während der B_2-Deformation wurden die Gesteine darüber hinaus in Bahnen parallel zum s ungleich stark durchbewegt bzw. kataklastisch bearbeitet, tektonisch entmischt (SANDER 1950, S. 302f.) und metamorph differenziert, was gleichfalls zum Aufkommen von Bändern führte (vgl. 3.6, 7.).

Der Übergang des Biotits in Muscovit, der namentlich in Granitblastomylonit in s-parallelen Lagen stattgefunden hat, trägt ebenfalls zum gebänderten Habitus der betreffenden Gesteinsbereiche bei.

3.8 Die Nebengesteinsschollen in Eruptivgesteinen

Schollen der silikatischen Hüllgesteine mit wenigen cm bis mehreren m großen Durchmessern sind in Granodioritgesteinen sehr verbreitet. Demgegenüber sind Schollen im Granitblastomylonit sehr selten. In Gängen, die in magmatischen Gesteinen sitzen, sind mir nur ausnahmsweise kleine Xenolithe begegnet. In Gängen hingegen, welche die Hüllgesteine durchsetzen, sind Schollen dieser Gesteine nicht ganz selten. Schollen sind im Granodiorit oder Granodioritblastomylonit nicht gleichmäßig verteilt; besonders reichlich und mit größeren Dimensionen kommen sie in Randbereichen des Gesteins vor.

Die linsig oder ellipsoidisch gestalteten Schollen sind derart im Wirtgestein angeordnet, daß ihre flachste Seite in s, ihr längster Durchmesser, der oft mehr als zehnmal so groß ist wie der kürzeste, in b des Gesteinsgefüges liegt. Die Grenzen der Schollen sind in der Regel scharf, wenngleich die Randpartien nicht selten zu s- und b-parallelen Streifen zerschert sind.

Das innere Gefüge der Schollen zeigt fast immer eine vollkommene Konformität zum äußeren. Die bereits nach B_1 verschieferten Hüllgesteine wurden anscheinend während der in bezug auf B_2 syntektonischen Intrusionen in Schollen aufgelöst, die mit andauernder mechanischer Beanpsruchung nach und nach so gedreht wurden, bis das alte Gefüge dem neuen parallel ausgerichtet war. Konnte eine Scholle nicht gedreht werden, so ist anzunehmen, daß die s_1-Flächen zunächst vom jungen s_2 überschnitten und anschließend infolge der mit der B_2-Tektonik einhergehenden durchgreifenden Umkristallisationen völlig verwischt wurden. Daß die Schollen bereits verschiefert waren, und zwar nach B_1, als sie in die Eruptivgesteine eingebettet wurden, ergibt sich aus mechanisch fast nicht oder nur schwach nach B_2 beanspruchten Randbereichen des Granodiorits im Raum um Kara Orman, die dünnschieferige Schollen der angrenzenden, ebenfalls verschieferten und um B_1 verfalteten Hüllgesteine enthalten. Allerdings wurden auch diese Schollen beim Einbetten in das Eruptivgestein mehr oder weniger gedreht, so daß ihr Gefüge nicht mehr parallel zu jenem des Muttergesteins steht.

Klüfte und Gänge durchqueren die Schollen, ohne in der Regel ihre Richtung zu ändern. Interessant sind jedoch hie und da beobachtete Q-Kluftscharen, die sich ausschließlich auf die Schollen beschränken.

3.9 Die Klüfte

Bereits im Gelände springt die starke Häufigkeit NW-SE streichender Klüfte in die Augen. Aus den Kluftdiagrammen (d 50 bis d 68) stellt sich ebenfalls heraus, daß die überwiegende Mehrheit der Klüfte NW-SE bis NNW-SSE streicht und steil bis mittelsteil SW bis WSW einfällt. Die stärksten Häufungen und das Maximum der Kluftpole liegen somit im NE-Quadranten. Weniger häufig sind Klüfte, die mit gleichem NW-SE- bis NNW-SSE-Streichen entweder seiger oder steil NE bis ENE einfallen. Wesentlich schwächer besetzte Felder im NW- und SE-Quadranten entsprechen SW-NE streichenden und seiger bzw. steil NW oder SE einfallenden Klüften. Noch seltener sind überwiegend steile W-E oder N-S streichende Klüfte sowie flache Klüfte von wechselndem Streichen.

Die räumlich so angeordneten Klüfte weisen auf einen genetischen Zusammenhang zur B_2-Faltenachse hin. Werden die Kluft- mit den entsprechenden B-Achsendiagrammen überdeckt, so zeigt sich, daß sich

die stärksten Kluftpol-Häufungen mit dicht besetzten B-Achsenfeldern überlagern, während die schwächer besetzten Kluftpol-Felder im NW- und SE-Diagrammteil annähernd senkrecht zu den B-Maxima stehen. Anscheinend handelt es sich hierbei um Quer-(Q-) und Längs-(S-) Klüfte nach CLOOS (1936) oder ac- und bc-Klüfte nach SANDER (1948) zu der genannten B_2-Achse. Die Form der Felsen im Arbeitsgebiet wird weitgehend von Q-Kluftscharen geprägt, S-Klüfte sind hingegen nur wenig daran beteiligt.

Querklüfte sind in Silikatgesteinen gut ausgebildet. Die Kluftflächen sind im allgemeinen eben, ihr geradliniger Verlauf kann oft über große Strecken verfolgt werden. Im Gegensatz hierzu zeigen Längsklüfte, bis auf wenige Ausnahmen, einen nicht ganz geradlinigen Verlauf, ihre Flächen sind völlig uneben. Q-Klüfte erscheinen allein oder sind zuweilen eng geschart. Im kristallinen Kalk sind alle Klüfte in der Regel schlecht ausgebildet.

Um die Art der Klüfte der Eruptivgesteine im Sinne SANDERs (1948, S. 102f.) in bezug auf das Koordinatensystem zur B_2-Achse zu ermitteln, habe ich die Durchstoßpunkte der Koordinaten a,b,c und die Pole der Klüfte, die an derselben Stelle eingemessen wurden, in das SCHMIDTsche Netz eingetragen. Hierbei ist c der Pol der s-Fläche, b der Durchstoßpunkt der b-Lineare oder der Achsen von Falten in cm-Bereich; a ergibt sich konstruktiv als Achse des bc-Zonenkreises. Messungen aus Falten in dm- und m-Bereich wurden wegen der geringen Konstanz von a und c nicht verwendet. Aus jedem Teilbereich für die Eruptivgesteine habe ich rund 60 Kluftpole projiziert. Die einzelnen Klüfte wurden aufgrund der Lage ihrer Pole zu den Koordinatenachsen und deren Großkreisen bezeichnet. Kluftpole, die bis 10° vom Durchstoßpunkt einer Koordinate oder von einem Zonenkreis entfernt sind, wurden dieser Koordinate bzw. diesem Zonenkreis zugeschlagen. Die Ergebnisse sind in Tab. 2 zusammengestellt. Da die auf diese Weise charakterisierten Klüfte aus zufälligen Stellen herkommen, kann ihre prozentuale Häufigkeit mit Vorbehalt als repräsentativ für alle Klüfte der magmatischen Gesteine der einzelnen Teilgebiete betrachtet werden.

Aus der Tab. 2 geht hervor, daß ac-Klüfte im Durchschnitt für das gesamte Gebiet nur 13 % aller Klüfte ausmachen. Ein beträchtlicher Teil von Polen liegt jedoch in einem Abstand zwischen 10° und 20° von b. Innerhalb dieses Bereiches liegt bis auf wenige Ausnah-

Tabelle 2 : Prozentuale Verteilung der unterschiedlichen Klüfte in tektonisch verformten Eruptivgesteinen in bezug auf das Koordinatensystem zur B_2-Achse

Teilgebiet	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	$\bar{x}$	
ab	2,0	–	–	–	–	–	–	2,5	–	–	0,45	
ac	11,5	10,0	19,0	9,0	14,0	10,5	13,5	12,0	15,0	15,5	13,00	
bc	7,5	2,5	3,0	4,5	2,0	2,5	3,5	2,0	6,5	2,0	3,60	
Okl (10-20° von b)	4,0	4,5	4,0	3,0	3,5	6,0	–	4,5	3,5	3,0	3,60	
Okl (10-20° von c)	2,5	–	–	–	–	–	–	–	–	–	0,25	8,80
Okl (>20° von b und c)	7,5	9,5	3,5	2,0	7,0	9,5	2,5	2,0	3,0	3,0	4,95	
hOl (10-20° von a)	2,5	4,5	3,0	2,0	5,0	2,5	–	2,0	2,5	–	2,40	
hOl (10-20° von c)	–	1,5	–	–	1,5	–	–	–	1,5	–	0,45	6,45
hOl (>20° von a und c)	–	4,0	–	–	2,0	5,0	6,0	–	7,0	12,0	3,60	
hkO (10-20° von a)	–	2,0	3,0	5,5	–	2,5	3,0	2,5	2,5	–	2,10	
hkO (10-20° von b)	2,0	3,0	2,0	3,0	2,0	4,0	4,0	3,0	3,0	2,0	2,80	18,70
hkO (>20° von a und b)	10,5	11,5	15,5	14,0	12,0	14,0	13,5	18,0	12,5	16,5	13,00	
hkl (10-20° von a)	–	2,0	–	2,0	–	3,5	4,0	2,5	–	6,5	2,0	
hkl (10-20° von b)	7,5	10,5	9,5	7,0	8,5	7,0	7,0	7,0	11,0	14,0	8,90	49,00
hkl (10-20° von c)	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	
hkl (>20° von a, b, c)	42,5	34,5	37,5	48,0	42,5	33,0	43,0	42,0	32,0	26,0	38,10	

men rund die Hälfte der Okl-, 1/6 der hkO- und 1/7 bis 1/3 der hkl-Klüfte. Rechnet man auch diese Klüfte zu den Q-Klüften, so erhöht sich deren Anteil am Durchschnitt für das ganze Gebiet auf 28,3 %. hkl-Klüfte sind bei weitem die vorherrschenden Klüfte in allen Teilbereichen für die magmatischen Gesteine des Arbeitsgebietes. Überraschend hoch, und zwar höher als ac-, liegen hkO-Klüfte. Mitunter kommen enggescharte hkO-Klüfte vor, wobei das Gestein viel leichter nach diesen Klüften spaltet als nach s. Weniger häufig treten Okl-Klüfte auf, während hOl-Klüfte ziemlich selten sind. Letztere kommen nur in den Teilbereichen II, IX und X etwas häufiger vor, wo sie 10-12 % aller Klüfte ausmachen. bc-Klüfte treten mit durchschnittlich 3,6 % ebenfalls zurück. ab-Klüfte kommen nur ausnahmsweise vor. Offenbar wurden ab-, z.T. auch hOl-Trennflächen als s-Flächen ausgebildet.

In den Hüllgesteinen bleiben die Koordinaten a,c wegen der häufigen Falten meistens nicht konstant, so daß nur wenige Klüfte nach dem oben geschilderten Verfahren gekennzeichnet werden konnten. Anscheinend bestehen indes im großen und ganzen die gleichen prozentualen Verhältnisse wie bei den Klüften der Magmatite.

Klüfte, die in genetischem Zusammenhang mit dem $B' \perp B_2$-Gefüge stehen, sind wohl vorhanden, wurden jedoch in bezug auf das Koordinatensystem zum B_2 gekennzeichnet und statistisch erfaßt. So habe ich z.B. h'Ol'-Klüfte als Okl-Klüfte charakterisiert.

Daß die Kluftpole in einigen Diagrammen stark streuen, geht einerseits auf örtliche Lagenverschiedenheit der Gefügekoordinaten zurück, andererseits auf den hohen Anteil der hkl-Klüfte an der Gesamtheit der Klüfte. Im Diagramm d 53 z.B. verteilen sich die Klüfte nahezu zufällig auf die ganze Fläche. Dies erklärt sich einmal daraus, daß in diesem Teilgebiet IV auch die B_2-Achsen besonders stark streuen, zum anderen daraus, daß hier die hkl-Klüfte mit 53 % höher, die ac-Klüfte mit 9 % niedriger liegen als in allen anderen Teilbereichen der magmatischen Gesteine des Arbeitsgebietes.

W-E oder N-S streichende Klüfte, die in vielen Diagrammen erscheinen, sind, wie die Kontrolle im SCHMIDTschen Netz zeigte, überwiegend hkl-Klüfte in bezug auf B_2.

Auffallend ist im Diagramm d 66 für Klüfte des kristallinen Kalkes aus dem Teilgebiet E, daß ihre Pole die Gegend um B_2 im allgemeinen meiden, ac-Klüfte treten also zurück. Dagegen liegen zwei

Häufungen, die eine im N, die andere im NE fast symmetrisch zu B_2.

Im Diagramm d 67 für die Klüfte der silikatischen Hüllgesteine des Raums um Kavala erscheint unter anderem eine Gruppe von Klüften, die W-E bis SW-NE streichen und meist mittelsteil S bis SE einfallen. Genetisch gehören sie offenbar zur B_1-Achse (s. 3.2.1 und 3.2.2) und sind zu einem guten Teil ac-Klüfte zu dieser Faltenachse.

Gänge sind in der Regel älter als die Klüfte ihres Nebengesteins, weil sie von diesen durchsetzt werden. Daß der Kluftverlauf im Bereich des Ganges unterbrochen wird, kommt ganz selten vor. Umgekehrt erscheinen in Gängen vielfach Klüfte, die ihren Verlauf nur ganz kurz ins Nebengestein fortsetzen oder ausschließlich auf den Gangraum beschränkt sind. Diese Klüfte verlaufen bei Eruptivgesteinsgängen, wie ich immer wieder beobachtet habe, parallel oder subparallel zu den Hauptklüften des Gesteins, in dem der Gang sitzt.

Stark betroffen von Spezialklüften wurden insbesondere Quarz- und Turmalin-Quarz-Gänge. Die Kluftflächen der Quarzgänge sind uneben, ihr Verlauf unregelmäßig. Im Gegensatz hierzu sind Klüfte der Turmalin-Quarz-Gänge eben und glatt; kreuzen sich unterschiedlich orientierte Klüfte, so entstehen sehr scharfe Kanten. Mächtigere Quarz- und Turmalin-Quarz-Gänge sind meist so stark zerklüftet, daß sie nur geringen Widerstand gegen die Erosion bieten konnten und daher an der Oberfläche tief ausgeräumt erscheinen. Spezialklüfte verlaufen in Quarzgängen, genauso wie bei Eruptivgesteinsgängen, parallel oder subparallel zu den Hauptklüften des Nebengesteins. Über den Verlauf der Klüfte in Turmalin-Quarz-Gängen erlauben mir die wenigen durchgeführten Messungen keine verallgemeinernden Aussagen.

Zum größten Teil scheinen die Klüfte der kristallinen Gesteine des Arbeitsgebietes anisotropiebedingt, sekundär entstanden zu sein (s. SANDER 1948, S. 103). Die Spezialklüfte der Gänge sind offenbar als Reaktion des Gangmaterials auf die gleichen Kräfte entstanden, die auch die Klüfte der Nebengesteine der Gänge verursacht haben.

Abgesehen von den behandelten Gängen, die zu Spalten geöffnete Klüfte aufgefüllt haben, sind die Kluftflächen nur selten mit Mineralbelägen überzogen, wie etwa solchen aus Turmalin, Quarz, K-Feldspat, Biotit, Chlorit, Muscovit, Epidot, Pyrit oder Calcit. Recht häufig sind hingegen Eisenhydroxide, welche die Kluftflächen rostbraun erscheinen lassen. Auffallend sind ferner die in 3.4.1 er-

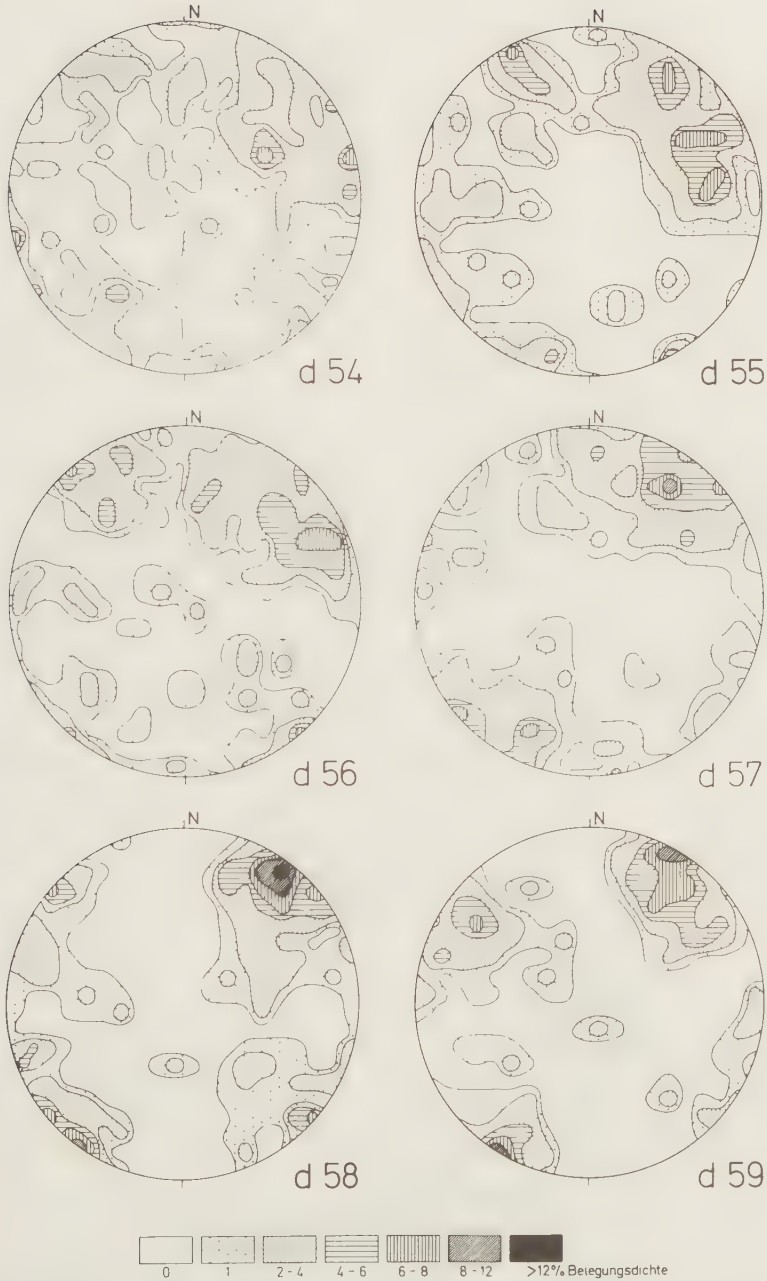


Abb. 27 (d 54 - d 59): Kluftdiagramme aus Eruptiva der Teilgebiete V-X. (s. auch Erläuterung der einzelnen Diagramme).

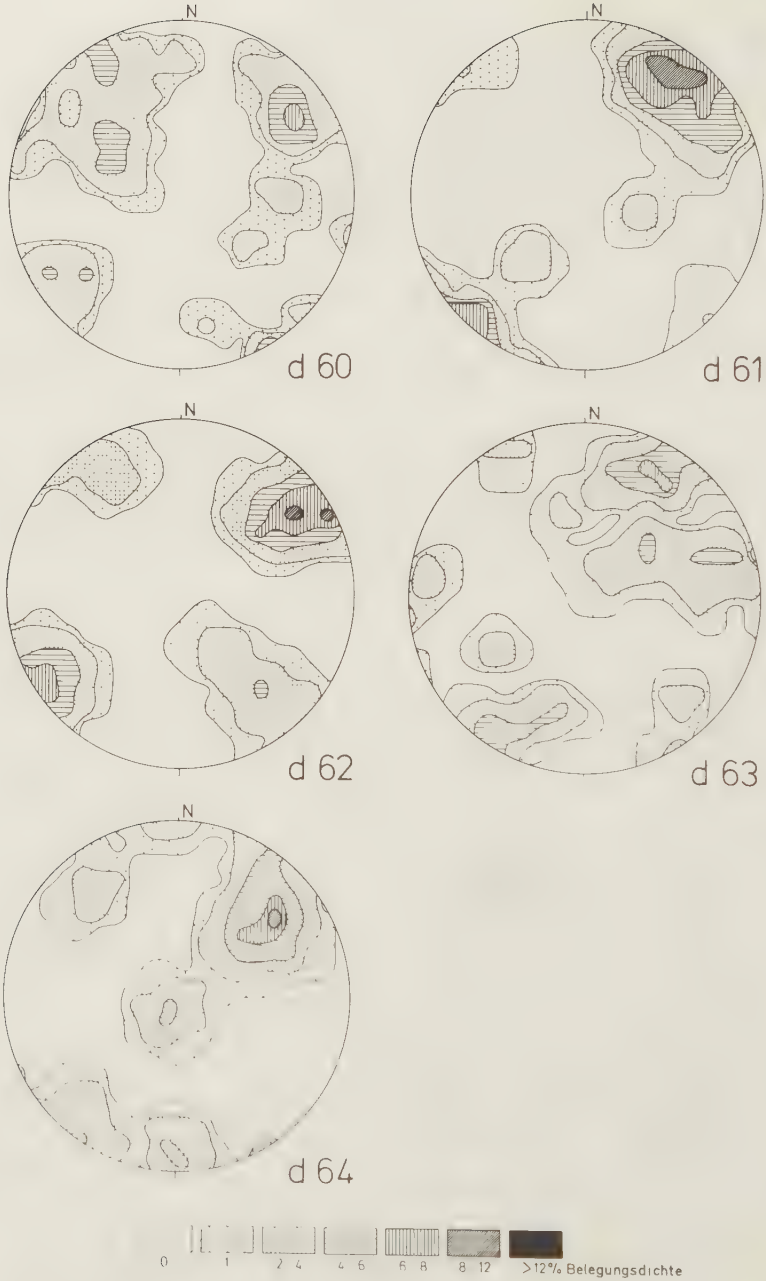


Abb. 28 (d 60 - d 64): Kluftdiagramme kristalliner Kalke aus den Teilgebieten A (d 60), C (d 62), D (d 64) sowie silikatischer Hüllgesteine aus den Teilgebieten C (d 61), D (d 63) (s. auch Erläuterung der einzelnen Diagramme).

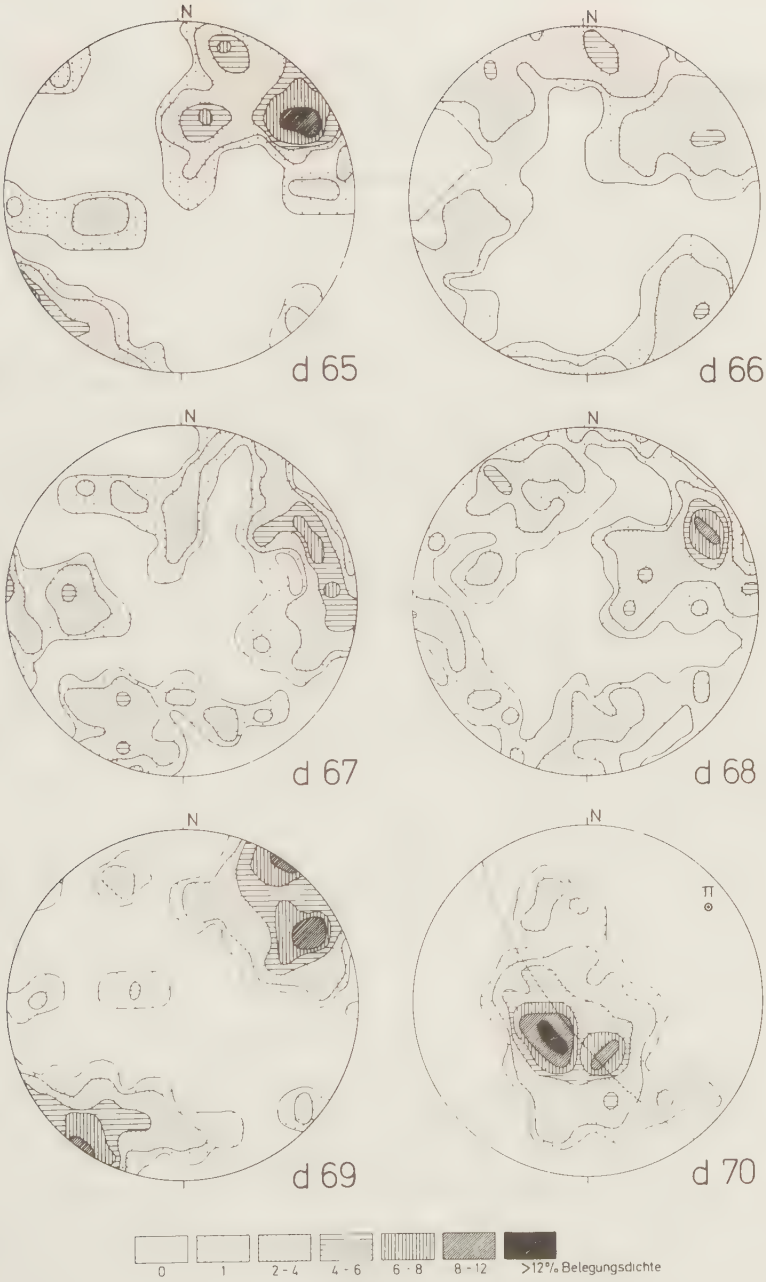


Abb. 29 (d 65 - d 70): Kluftdiagramme silikatischer Hüllgesteine aus den Teilgebieten E (d 65), F (d 67) sowie kristalliner Kalke aus den Teilgebieten E (d 66), F (d 68). Diagramm der Bewegungsflächen und -zonen aus allen kristallinen Gesteinen des Arbeitsgebietes (d 69). s-Flächendiagramm neogener Sedimentgesteine aus dem Raum Akropotamos - Loutra Eleftheron (d 70) (s. auch Erläuterung der einzelnen Diagramme).

Erläuterung der Diagramme der Abb. 27-29

d 54	317	Klüfte aus Eruptivgesteinen des Teilgebietes V.
d 55	237	Klüfte aus Eruptivgesteinen des Teilgebietes VI.
d 56	288	Klüfte aus Eruptivgesteinen des Teilgebietes VII.
d 57	224	Klüfte aus Eruptivgesteinen des Teilgebietes VIII.
d 58	246	Klüfte aus Eruptivgesteinen des Teilgebietes IX.
d 59	234	Klüfte aus Eruptivgesteinen des Teilgebietes X.
d 60	136	Klüfte aus kristallinem Kalk des Teilgebietes A.
d 61	60	Klüfte aus silikatischen Hüllgesteinen des Teilgebietes C.
d 62	52	Klüfte aus kristallinem Kalk des Teilgebietes C.
d 63	87	Klüfte aus silikatischen Hüllgesteinen des Teilgebietes D.
d 64	63	Klüfte aus kristallinem Kalk des Teilgebietes D.
d 65	94	Klüfte aus silikatischen Hüllgesteinen des Teilgebietes E.
d 66	59	Klüfte aus kristallinem Kalk des Teilgebietes E.
d 67	163	Klüfte aus silikatischen Hüllgesteinen des Teilgebietes F.
d 68	157	Klüfte aus kristallinem Kalk des Teilgebietes F.
d 69	127	Bewegungsflächen und -zonen aus allen kristallinen Gesteinen des Arbeitsgebietes.
d 70	136	ss aus neogenen Sedimenten im Bereich Akropotamos - Loutra Eleftheron; π-Pol in 53/15 NE.

wähnten Q-Klüfte, von denen aus die angrenzenden Bereiche der Gesteine metasomatisch aplitisiert wurden. Turmalinführende Klüfte haben meist, ähnlich wie Turmalin-Quarz-Gänge, eine Okl- oder ac-Lage in bezug auf B_2. Hierbei können ac- (sowie die selteneren ab-) Flächen als Sonderfälle der Okl-Flächen betrachtet werden. Im Gegensatz hierzu wurden die übrigen erwähnten Minerale auf beliebig orientierten Klüften angetroffen.

Die verschiedenartige Mineralisation auf den Klüften wie auch das Fehlen an Mineralen kann bekanntlich eine Richtschnur für die Altersfolge des Öffnens der Klüfte sein. Bei den von mir untersuchten Klüften steht fest, daß zunächst hOl- und ab-Flächen zum B_2 geöffnet wurden, in welche die Eruptivgesteinsgänge intrudierten. ab-Flächen können in diesem Fall als eine Speziallage der hOl-Flächen angesehen werden. Anders orientierte Flächen wurden zur Intrusion dieser Gänge kaum benutzt, vor allem deshalb, weil die meisten von ihnen, wie weiter oben gezeigt, zu jener Zeit noch nicht angelegt worden waren. Die wesentlich jüngeren (vgl. 5.4.2.3) pneumatolitischen bis hochhydrothermalen Agenzien, aus welchen die Turmalin-Quarz-Gänge und -Kluftbeläge hervorgegangen sind, konnten demgegenüber nur in Okl-Flächen eindringen, die sich damals geöffnet haben. Im Zeitraum zwischen dem Öffnen der hOl- und der Okl-Flächen, die zur Intrusion der Eruptivgesteinsgänge einerseits und der pneumatolytisch-hydrothermalen Agenzien andererseits dienten, wurden mehrere anders orientierte Flächen geöffnet und unterschiedlich mineralisiert. Viele Quarzgänge, die auf hOl-Flächen zum B_2 sitzen, bildeten sich anscheinend im Anschluß an die Intrusionen der Eruptivgesteinsgänge (vgl. 5.4.2.1.3). Verschieden orientierte Klüfte mit K-Feldspat, Biotit oder Quarz durchsetzen sich mitunter wechselseitig. Kluftmineralisationen aus tiefhydrothermalen Lösungsphasen, wie etwa solche mit Epidot oder Chlorit sind während retrogradmetamorpher Prozesse entstanden, und zwar zum größten Teil vor den Turmalin-Quarz-Gängen und -Kluftbelägen. Letztere sind ihrerseits in der Regel älter als die tiefhydrothermalen Pyritmineralisationen. Calcit und Fe-Hydroxide sind ebenfalls mit tiefhydrothermalen oder hydrischen Lösungen in die Klüfte der Gesteine gelangt.

3.10 Die junge Bruchtektonik

Im Verlauf junger Schollenbewegungen, die allem Anschein nach in keinerlei Zusammenhang mit der B_2-Tektonik stehen, sind die kristallinen Gesteine des Arbeitsgebietes örtlich - vor allem in ihren höheren Horizonten - einer starken Kataklase anheim gefallen.

Kräftig zerbrochen erscheint an vielen Stellen des Arbeitsgebietes der kristalline Kalk. Aus den zerbrochenen kristallinen Kalken entwickeln sich hie und da innerhalb der Hüllgesteinszüge des Symvolon-Gebirges, namentlich aber südlich davon Reibungsbreccien. Der höchste Gipfel (614) im kartierten Gebiet N Kavala wird ebenfalls von tektonischen Marmorbreccien gebildet.

Auch Eruptivgesteine wurden mehrfach, insbesondere in der W-Hälfte des Arbeitsgebietes, zu ziemlich kleinen Blöcken zerbrochen. Hieraus erklärt sich zum Teil, warum die Gesteine dieses Bereiches wesentlich durchgreifender verwittert sind als jene des E-Teils.

An der Küstenstraße S Elaiochorion liegen auf Granodioritblastomylonit Blöcke desselben Gesteins, die durch Kataklase bedingt sind. Der Übergang in unbeschädigte Gesteinsbereiche ist allmählich. Auf den ersten Blick entsteht der Eindruck einer Geröllpackung, die als mächtiger Schuttstrom auf den Granodioritblastomylonit abgelagert wurde.

Bewegungsflächen habe ich im Kristallin nicht besonders häufig feststellen können. An solchen Flächen sind die angrenzenden Schollen nur um geringe Beträge (dm-, seltener m-Bereich) versetzt worden (Abb. 26).

Eine flache Bewegungsfläche kommt fast in Meereshöhe an der Basis der aus tektonischen Marmorbreccien bestehenden Felsen SE Nea Iraklitsa zum Vorschein. Sie streicht N-S und fällt mit 8° nach E ein. Über dieser Störung ist alles brecciös. Darunter tritt kristalliner Kalk in ziemlich gutem Zustand hervor.

Viel häufiger sind Bewegungszonen, die aus zahlreichen parallelen oder subparallelen Flächen bestehen und wenige dm bis einige m breit werden. Das Gesteinsmaterial wurde in Bewegungszonen zertrümmert, vielfach auch fein zerrieben, so daß man von Ruschelzonen sprechen kann. Innerhalb solcher Zonen verwittern die Gesteine recht schnell; Feldspäte werden kaolinisiert. Infolge des geringen Widerstandes gegen die Erosion werden die Ruschelzonen allmählich ausgeräumt.

Bewegungszonen habe ich höchstens über wenige 100 m hinweg unmittelbar verfolgen können. Oft ist jedoch möglich, ihr Fortstreichen aus der Gestalt des Geländes herauszufinden. So scheinen z.B. Bewegungszonen (80-100/60-70 N),die W Sidirochorion beobachtet wurden, für die Abschiebung der N-Seite des ganzen Berges verantwortlich zu sein. Die Einmuldungen zwischen den Bergen im Raum S Nea Peramos sind durch steile NNW-SSE streichende Ruschelzonen bedingt,die z.T. wirklich beobachtet und eingemessen werden konnten. Auch noch viele andere Mulden oder Täler zwischen den Bergen des Arbeitsgebietes sind vermutlich ausgeräumte Störungszonen.

An den meisten der angetroffenen schrägen Bewegungsflächen oder

-zonen haben Abschiebungen stattgefunden. Aufschiebungen oder horizontale Verschiebungen sind selten.

Diagramm d 69 zeigt, wie sich die Pole von 127 Bewegungsflächen oder -zonen verteilen, die in kristallinen Gesteinen des Arbeitsgebietes eingemessen wurden. Nahezu das gesamte besetzte Feld liegt im NE- und SW-Quadranten - die Bewegungsflächen streichen überwiegend NW-SE und fallen entweder seiger oder steil bis mittelsteil gegen SW oder NE ein. Das Maximum ist in zwei Teile gespalten; der Schwerpunkt des einen entspricht 125/seiger, des anderen 150/70 SW orientierten Flächen. Im Vergleich zu den Kluftdiagrammen für die einzelnen Teilgebiete streuen die Pole hier nur wenig. Es fällt auf, daß die eingemessenen Bewegungsflächen in ihrer Mehrheit gleich orientiert sind mit den Querklüften zu B_2. Da aber letztere als Zerrungsfugen bei dem herrschenden Kräfteplan der B_2-Faltung nicht zu Bewegungen benutzt worden sein können, müssen die Bewegungen unter ganz anderer Einspannung erfolgt sein, also auch zeitlich unabhängig von der B_2-Tektonik sein. Indessen steht fest, daß der Kräfteplan der jungen Bruchtektonik derart angelegt wurde, daß die vertikalen Bewegungen zu einem guten Teil an echten ac-Klüften zu B_2 oder auch an parallel zu diesen alten tektonischen Anisotropien verlaufenden, aber erst während der neuen mechanischen Beanspruchung aufgerissenen Fugen stattgefunden haben.

Kleine SW-NE oder WSW-ENE streichende Bewegungsflächen oder -zonen habe ich nur hie und da am NW-Rand des Symvolon-Gebirges gegen das Mustheni-Tal und an der Meeresküste im W-Teil des Arbeitsgebietes beobachtet. Dennoch spricht die Morphologie des Geländes für große Störungen, die in dieser Richtung verlaufen müssen. So müssen wohl WSW-ENE streichende Störungen die Becken von Myrthophyton-Pholea und die Ebene von Elaiochorion-Nea Peramos entstehen haben lassen (Abb. 1). Die Bruchflächen werden allem Anschein nach von den mächtigen quartären Schuttmassen verhüllt. Der NW-Rand des Symvolon-Gebirges gegen das Mustheni-Tal sowie die Küste vom Vorberg Agios Dimitrios bis zum Vorberg Vrassida werden allgemein für Bruchstufen gehalten (s. OSSWALD 1931; 1938, S. 97; SCHULTZE 1937, S. 69; RENZ & al. 1954).

Die erste Anlage der WSW-ENE streichenden Störungen steht allem Anschein nach mit der alten Einengungstektonik um die gleich gerichtete B_2-Achse in Zusammenhang. In jüngster Zeit sind an diesen Stö-

rungen die angrenzenden Schollen kräftig gehoben bzw. abgesenkt worden. OSSWALD (1938, S. 97) vertritt die Ansicht, daß diese "Dardanellen-Richtung" schon im Oberoligozän im Pangaion-Symvolon-Gebiet wirksam gewesen sei, wie Vergleiche mit anderen Gebieten gezeigt hätten. Nach SCHULTZE (1937, S. 69) bildeten sich jedoch die Bruchstufen erst im Diluvium, als das Symvolon-Gebirge herausgehoben wurde. Im Tertiär soll nach diesem Autor eine einheitliche Oberfläche vom Pangaion bis zum Symvolon bestanden haben, wie hochliegende neogene Sedimente in beiden Gebirgen beweisen.

Die Pole der eingemessenen ss-Flächen von neogenen Sedimenten scheinen im Diagramm d 70 nicht zufällig verteilt zu sein. Es sind insbesondere Großkreise besetzt, deren Achsen N-S bis W-E streichen und flach nach N bis E tauchen. Der eingezeichnete π-Kreis mit Pol in 53/15 NE liegt mitten zwischen diesen Großkreisen. Wiederholt sind mir am Fuß der Berge steil-, auf den Gipfelregionen hingegen flach- oder horizontalliegende Schichten begegnet. Die Raumlage der Schichten spiegelt somit die Gestalt des Geländes wider, die ihrerseits auf die junge Bruchtektonik und die anschließenden aufwärtigen epirogenen Bewegungen zurückgeht, wobei in erster Linie SW-NE bis WSW-ENE streichende Störungen betätigt wurden. Offenbar wurden die ursprünglich flach abgelagerten Neogenschichten sekundär, während des Aufsteigens der einzelnen Schollen an deren Hangböschungen verstellt. Gefaltete neogene Sedimente habe ich nicht angetroffen.

FISCHER (1964a, S. 392) hält die Morphologie des ganzen Gebirges ebenfalls für sehr jung; denn "Reste von Flußschottern und Sanden haben sich in Kalkschlotten noch mehrere hundert Meter über den heutigen Talböden im Symvolon-Gebirge erhalten".

Bei den Feldarbeiten sind mir Reste von Flußschottern und Sanden nahezu ausschließlich im E-Teil des kartierten Gebietes begegnet. In Hochlagen des W-Teiles habe ich hingegen immer wieder Lesesteine von Meeresablagerungen angetroffen, wie etwa Sandsteinen, Mergeln, Konglomeraten oder auch von Bohrmuscheln und -schwämmen durchlöcherten kristallinen Kalken, die den neogenen Sedimenten im Raum von Akropotamos-Loutra Eleftheron entsprechen.

Anstehendes neogenes Konglomerat ist mir unweit von Grammeni Petra (W Pholea) bis zu einer Höhe von 505 m über NN begegnet. Die starken vertikalen Bewegungen lassen sich auch noch an zahlreichen

hochliegenden Verebnungsflächen erkennen. Einige befinden sich z.B. in wechselnder Höhenlage (300-500 m über NN) im Raum W Grammeni Petra, weitere im Umkreis des höchsten Gipfels des Symvolon Tsali (694 m über NN). Das Symvolon-Gebirge wurde also nicht überall gleich stark herausgehoben. Im Küstengebiet beim Vorberg Agios Dimitrios tauchen die neogenen Sedimente unter den Meeresspiegel ab, aber in einem Abstand von rd. 1,5 km nördlich davon, bei Koukliakos finden sie sich bereits bis zu 432 m über NN.

Die lebhaften aufwärtigen epirogenen Bewegungen, die neben den vertikalen Bewegungen der Bruchtektonik das Aufsteigen des Symvolon-Gebirges und des Kavala-Gebietes herbeigeführt haben und in weiten Teilen des Arbeitsgebietes bis heute andauern, wurden in jüngster Zeit örtlich von abwärtigen Bewegungen abgelöst. Dafür spricht die stark gegliederte Küste vom Vorberg Vrassida bis zum E-Ende meines Arbeitsgebietes, S Aspra Chomata, die von zahlreichen eingesenkten Buchten und kleinen, mit steilen Wänden vorspringenden Vorbergen gebildet wird. Es handelt sich um eine Ingressionsküste, im Gegensatz zur Bruchstufe zwischen Vorberg Agios Dimitrios und Vorberg Vrassida.

Zusammenfassend kann gesagt werden, daß das Symvolon-Gebirge seine heutige äußere Gestalt nur untergeordnet der alten Faltentektonik verdankt. Vielmehr wird die Morphologie des Gebirges durch die kräftigen Bewegungen der jungen Bruchtektonik bedingt. Diese haben das alte Gefüge der Gesteine nur örtlich, und zwar unwesentlich, beeinträchtigt.

3.11 Das Korngefüge

Die Mineralphasen der vorliegenden Gesteine wurden während der B_2-Deformation und der mit dieser im großen und ganzen parallel laufenden Umkristallisationen im allgemeinen gut geregelt. Schon mit bloßem Auge erkennt man, daß die einzelnen Kornarten mit ihrer flachsten Seite in s, mit ihrem längsten Durchmesser in b des Gefüges eingeregelt sind.

Um die genaue räumliche Lage vektorieller Gefügedaten von Quarz, Glimmer und Calcit, d.h. von Mineralen besonderen gefügekundlichen Interesses, zu ermitteln, habe ich U-Tisch-Messungen an diesen Kornarten in orientierten Dünnschliffen durchgeführt und entsprechende

Tabelle 3 : Arealziffern in Prozent der Diagrammfläche, prozentuale Beteiligung der unterschiedlich besetzten Felder innerhalb des Areals ü an der Diagrammfläche und mittlere Belegungsdichte $\bar{x}_ü$ bei ü

Arealziffer	o	m	ü						
Belegungsdichte (in %)	0	1	>1	2-4	4-6	6-8	8-12	>12	$\bar{x}_ü$
d 71	49,7	21,3	29,0	21,4	6,9	0,7	-	-	2,71
d 72	51,5	21,1	27,4	19,0	6,8	1,3	0,3	-	2,88
d 73	52,0	23,1	24,9	17,3	5,0	2,3	0,3	-	3,09
d 74	61,4	18,2	20,4	10,2	5,9	2,5	1,8	-	4,01
d 75	56,2	17,1	26,7	16,7	7,6	1,3	1,1	-	3,11
d 77	57,4	19,7	22,9	15,0	3,5	2,3	1,7	0,4	3,51
d 78	54,8	24,4	20,8	13,8	3,2	2,3	0,8	0,7	3,63
d 79	69,6	11,2	19,2	9,5	3,9	2,3	2,0	1,5	4,63
d 80	58,4	17,0	24,6	14,3	6,4	2,4	1,5	-	3,37
d 82	57,0	21,9	21,1	13,2	4,8	1,5	1,3	0,3	3,74
d 83	60,6	17,5	21,9	13,9	3,7	1,9	1,8	0,6	3,77
d 84	58,7	18,5	22,8	16,0	3,8	1,9	0,8	0,3	3,58
d 86	60,3	16,7	23,0	14,2	5,3	2,8	0,7	-	3,62
d 87	55,5	20,7	23,8	16,2	4,5	1,8	1,1	0,2	3,33
d 88	56,8	20,3	22,9	17,2	3,8	1,6	0,3	-	3,48
d 89	34,0	37,2	28,8	26,7	2,0	0,1	-	-	2,18
d 90	46,5	28,8	24,7	18,2	5,6	0,8	0,1	-	2,88
d 91	45,8	30,0	24,2	19,5	3,8	0,7	0,2	-	2,89
d 92	52,5	23,2	24,3	17,7	4,7	1,7	0,2	-	3,16
d 93	52,9	22,0	25,1	19,5	4,2	1,4	-	-	3,11
d 94	48,2	25,0	26,8	22,0	4,5	0,3	-	-	2,80
d 95	57,7	18,1	24,2	15,0	6,2	2,2	0,8	-	3,38
d 96	58,4	16,7	24,9	17,7	4,8	1,5	0,7	0,2	3,35
d 98	43,7	27,7	28,6	23,7	4,6	0,3	-	-	2,53
d 99	41,9	34,2	23,9	19,0	3,7	0,9	0,3	-	2,75
d 100	52,5	22,5	25,0	18,0	4,7	1,1	1,1	0,1	3,10
d 101	55,5	19,2	25,3	15,7	7,6	2,0	-	-	3,19
d 102	42,8	31,4	25,8	22,3	3,2	0,3	-	-	2,66
d 103	47,1	29,3	23,6	20,6	2,8	0,2	-	-	3,00
d 104	42,9	30,8	26,3	22,9	3,1	0,3	-	-	2,63
d 105	36,6	28,6	34,8	30,2	3,8	0,8	-	-	2,05
d 106	45,7	31,4	22,9	17,9	4,7	0,3	-	-	3,00
d 107	37,9	37,8	24,3	22,3	2,0	-	-	-	2,56
d 108	63,8	16,9	19,3	10,1	3,2	2,9	2,3	0,8	4,31
d 109	63,4	15,6	21,0	12,0	3,3	2,8	2,1	0,8	4,02
d 110	62,6	16,8	20,6	11,2	3,3	3,0	2,8	0,3	4,04
d 112	58,3	18,7	23,0	12,0	5,4	4,4	1,2	-	3,53
d 113	64,6	18,5	16,9	8,3	3,3	1,3	1,8	2,2	4,82
d 114	56,7	25,0	18,3	11,3	3,0	1,5	1,7	0,8	4,10
d 115	45,1	28,3	26,6	20,7	5,1	0,8	-	-	2,70
d 116	62,4	20,0	17,6	7,3	4,2	2,8	2,4	0,9	4,55
d 118	60,2	17,2	22,6	13,9	6,2	2,0	0,5	-	3,66
d 119	70,3	11,8	17,9	5,6	5,0	2,9	2,9	1,5	4,93
d 120	37,0	39,8	23,2	18,3	3,8	1,0	0,1	-	2,60

Gefügediagramme gezeichnet. Die angewendeten Verfahren werden in Abschnitt 2. beschrieben.

In Tab. 3 sind die Arealziffern SANDERs (1950, S. 91) in Prozent der Diagrammfläche aufgestellt. o ist das unbesetzte, m das mittelbesetzte (Belegungsdichte = 1 %) und ü das überbesetzte (Belegungsdichte > 1 %) Areal. Dank dem angewandten Verfahren des variablen Auszählkreises von FISCHER (1960) gibt es kein unterbesetztes Areal u. Um diese Arealziffern zu gewinnen, habe ich die Felder verschiedener Belegungsdichte planimetriert und anschließend auf 100 umgerechnet. Es ist demnach o + m + ü = 100. Tab. 3 gibt außerdem den prozentualen Anteil der unterschiedlich besetzten Felder innerhalb des Areals ü an der Diagrammfläche sowie die Höhe der mittleren Belegungsdichte bei ü an. Die Arealziffern liefern ein Bild des Einregelungsgrades und erlauben somit Vergleiche zwischen den Gesteinen des Arbeitsgebietes. Theoretisch sollte die gesamte Diagrammfläche bei ungeregelten Gefügen vom Areal m besetzt sein. Dies ist jedoch aus Gründen der Statistik auch nicht annähernd verwirklicht (vgl. KAEMMEL 1955, SCHROEDER 1960, KRAUS 1967).

3.11.1 Das Quarzgefüge

Durchstoßpunkte von Quarzachsen besetzen in den meisten Diagrammen einen stark gegliederten oder asymmetrisch gebauten Gürtel senkrecht zum b des Gefüges (ac-Gürtel); die Gegend um b bleibt hingegen fast immer unbesetzt. Innerhalb des ac-Gürtels ist die Umgegend der a-Achse gewöhnlich am stärksten besetzt, während c entweder schwach oder nicht belegt erscheint. Beim Prüfen der Dünnschliffe nach der Gipsmethode ergibt sich dementsprechend die α- und vorwiegend die γ-Regel (s. SANDER 1950, S. 142; FISCHER 1964a, S. 391). Dieses Regelungsbild tritt am deutlichsten in den Diagrammen d 75, d 79, d 80, d 82 sowie in allen Sammeldiagrammen (d 76, d 81, d 85, d 97) hervor (s. auch Abb. 175).

Das Maximum in a entspricht bekanntlich dem Maximum I (SANDER 1950, S. 363). Neben dem Maximum I erscheint häufig, wenn auch schwächer besetzt, das Maximum II, wie z.B. in den Diagrammen d 73, d 75, d 79, d 80, d 82, d 83, d 87. In Diagramm d 95 ist sogar das Maximum II stärker besetzt als das Maximum I. In den Sammeldiagrammen d 76, d 81, d 85, d 97 ist das Maximum II ebenfalls vertreten, allerdings nicht besonders stark besetzt. Mehrere Diagramme

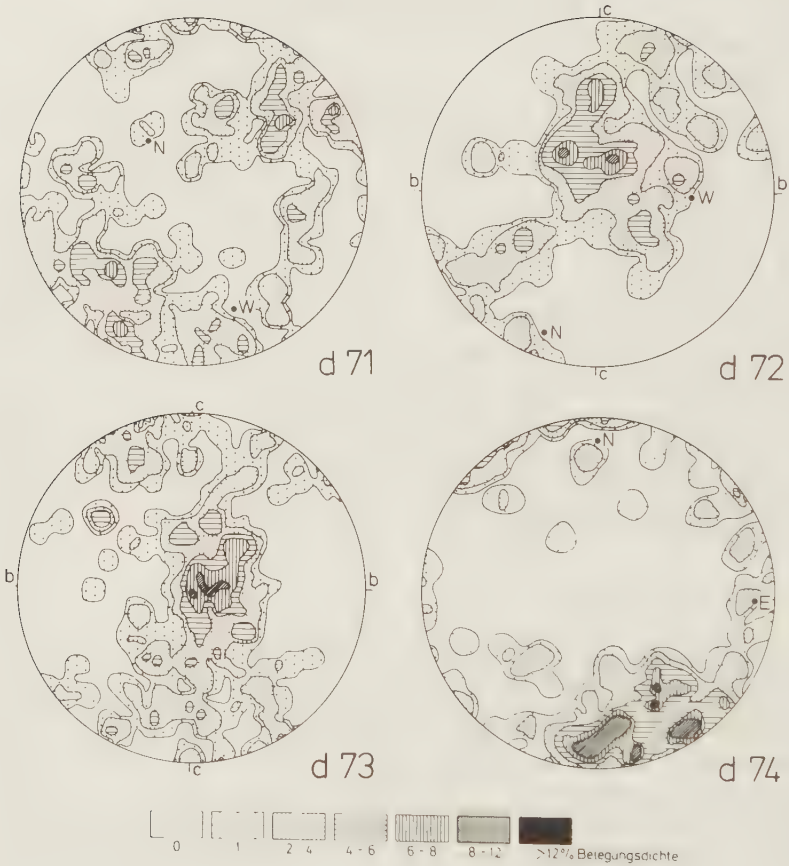


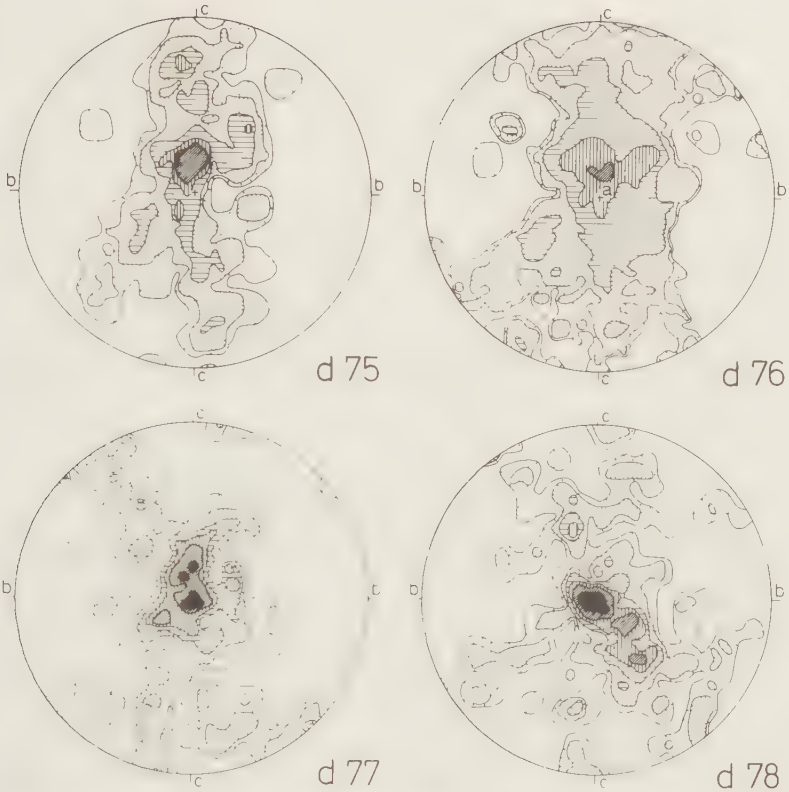
Abb. 30 (d 71 - d 74): Quarzachsendiagramme

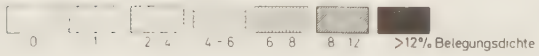
d 71 200 Quarzachsen aus mechanisch schwach beanspruchtem Granodiorit; Gefügekoordinaten im Handstück nicht erkennbar; Probe-Nr. 3, Dünnschl.-Nr. 4208.

d 72 100 Quarzachsen aus Granodioritblastomylonit; b: 65/40 NE; Probe-Nr. 4, Dünnschl.-Nr. 4227.

d 73 200 Quarzachsen aus Granodioritblastomylonit; b: 65/40 SW; Probe-Nr. 6, Dünnschl.-Nr. 4222.

d 74 150 Quarzachsen aus Granodioritblastomylonit; Gefügekoordinaten im Handstück nicht erkennbar; Probe-Nr. 9, Dünnschl.-Nr. 4226.





Signaturerklärung zu d 75, d 77, d 78

Signaturerklärung zu d 76

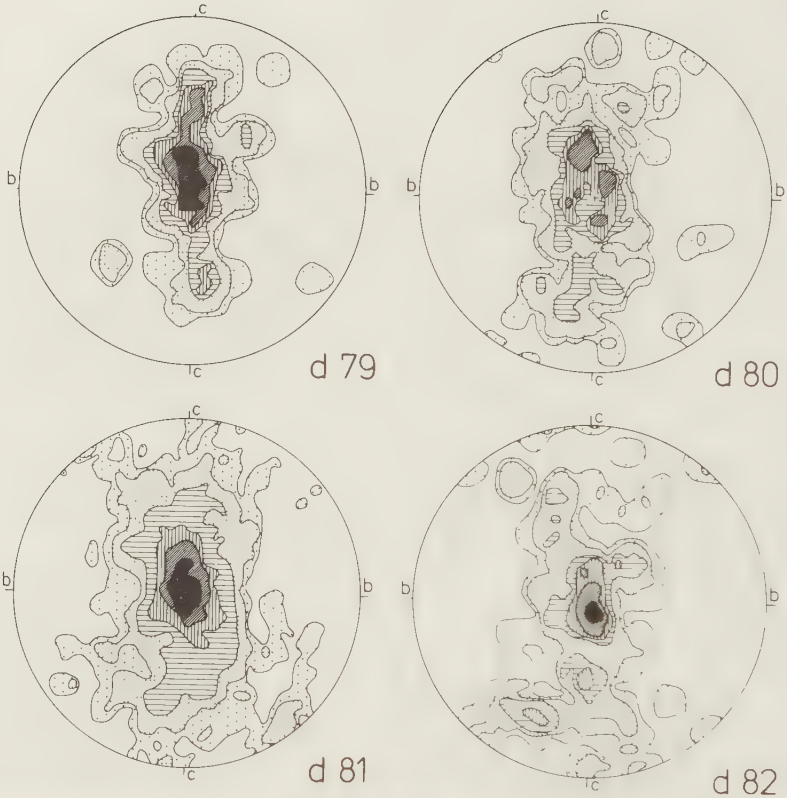
Abb. 31 (d 75 - d 78): Quarzachsendiagramme

d 75 100 Quarzachsen aus Granodioritblastomylonit; b: 90/40 NE; Probe-Nr. 10, Dünnschl.-Nr. 4200.

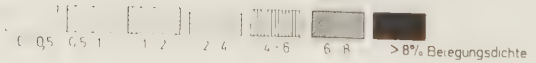
d 76 Sammeldiagramm aus den Diagrammen d 72, d 73, d 75.

d 77 200 Quarzachsen aus Granodioritblastomylonit; b: 55/25 NE; Probe-Nr. 20, Dünnschl.-Nr. 4202.

d 78 200 Quarzachsen aus Granodioritblastomylonit; b: 35/horizontal; Probe-Nr. 22, Dünnschl.-Nr. 4225.



Signaturerklärung zu d 79, d 80, d 82



Signaturerklärung zu d 81

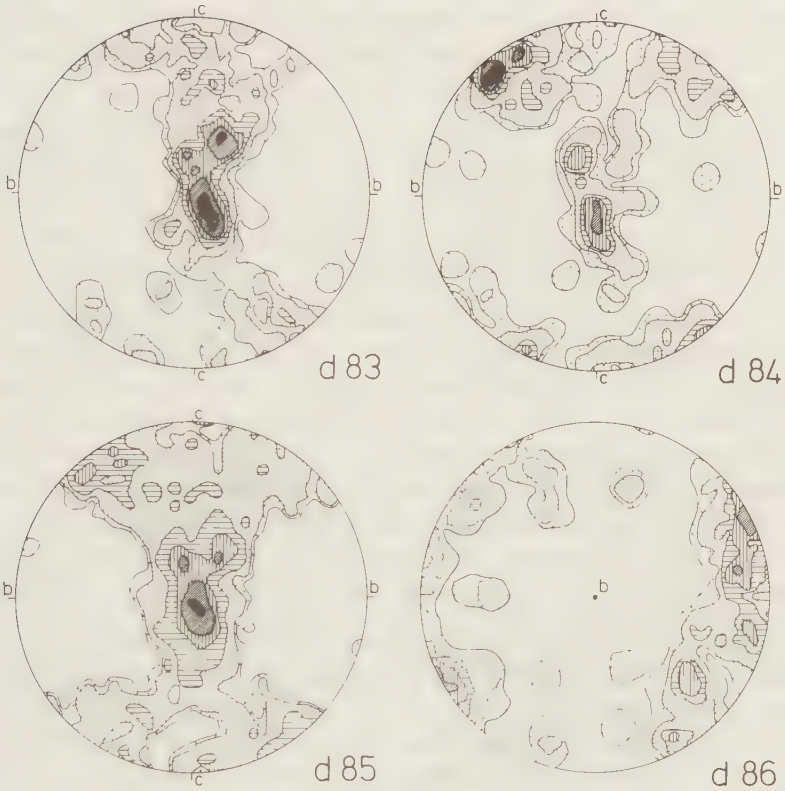
Abb. 32 (d 79 - d 82): Quarzachsendiagramme

d 79 100 Quarzachsen aus Granodioritblastomylonit; b: 45/10 NE; Probe-Nr. 24, Dünnschl.-Nr. 4224.

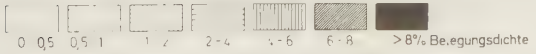
d 80 150 Quarzachsen aus Granodioritblastomylonit; b: 35/15 NW; Probe-Nr. 29, Dünnschl.-Nr. 4223.

d 81 Sammeldiagramm aus den Diagrammen d 77, d 78, d 79, d 80.

d 82 100 Quarzachsen aus Granitblastomylonit; b: 100/10 E; Probe-Nr. 34, Dünnschl.-Nr. 4231.



Signaturerklärung zu d 83, d 84, d 86



Signaturerklärung zu d 85

Abb. 33 (d 83 – d 86): Quarzachsendiagramme

d 83 150 Quarzachsen aus Granitblastomylonit; b: 75/13 NE; Probe-Nr. 36, Dünnschl.-Nr. 4230.

d 84 150 Quarzachsen aus Granitblastomylonit; b: 55/15 NE; Probe-Nr. 43, Dünnschl.-Nr. 4596.

d 85 Sammeldiagramm aus den Diagrammen d 82, d 83, d 84.

d 86 100 Quarzachsen aus einem blastomylonitisch überformten leukokraten Eruptivgesteinsgang in Granodioritblastomylonit; b: 75/25 NE; Probe-Nr. 53, Dünnschl.-Nr. 4198.

lassen die Tendenz zu einem Kreuzgürtel erkennen, wobei auch noch die Maxima III und IV hervortreten können. Es läßt sich jedoch nicht entscheiden, ob es sich um echte Zweigürtel oder um Pseudogürtel im Sinne SANDERs (1950, S. 211f.) handelt.

In den Diagrammen d 84, d 88, d 90 erscheint der Kreuzgürtel mehr oder minder in zentrale Häufungen um a (Maximum I) und periphere Häufungen im Bereich der Maxima III gespalten. In den Diagrammen d 91, d 92 und d 93 treten die Maxima III, teilweise auch die Maxima IV deutlich hervor, wogegen die Umgegend der a-Achse unbesetzt bleibt.

Der ac-Gürtel wird, wie in Handstück und Dünnschliff ersichtlich ist, durch Feinfalten um b oder h0l- und $\bar{h}$0l-Scherflächen bedingt (Abb. 155, 186). Entsprechend sind Zweigürtelbilder und die Maxima III oder IV auf Feinfältelungen um a ($=B'\perp B_2$) sowie auf 0kl- bzw. 0$\bar{k}$l-Scherflächen zurückzuführen (Abb. 11). Daß der ac-Gürtel stark gegliedert ist, wird anscheinend gleichfalls durch die letzteren Feinfalten und Scherflächen herbeigeführt. Im Diagramm d 78, das einem Granodioritvorkommen mit lebhafter $B'\perp B_2$-Fältelung entspricht, werden Rotationen der Quarzachsen in Kleinkreisen um a angedeutet.

Diagramme mit festgelegten Gefügekoordinaten entsprechen überwiegend S/B-, seltener S-Tektoniten. Die Symmetrie erweist sich in einigen Diagrammen (z.B. d 72, d 83) als deutlich triklin, kann jedoch bis zu einer fastrhombischen (z.B. d 76, d 79, d 80, d 81, d 85, d 92, d 97) steigen (vgl. TURNER & al. 1963, S. 64ff.). Diagramm d 86 entspricht einer kleinen Falte aus einem Aplogranodioritgang. Es ergibt sich wiederum eine fastrhombische Symmetrie. Diagramm d 98 zeigt die Lage der Quarzachsen in einem ausgesprochenen B-Tektonit (sehr feinkörniger Plagioklas-Gneis, E Amygdaleonas); die Symmetrie ist triklin.

Wie Quarz eingeregelt wird, hängt anscheinend kaum von der Gesteinsart ab. Die angetroffenen Unterschiede sind vielmehr örtlichen Charakters und betreffen alle Gesteine. So zeigen Quarzachsen aus aplitischen und gneisigen Lagen desselben Gesteins (Bändergneis) in den Diagrammen d 91 und d 92 ein ganz ähnliches Bild. In bezug auf Quarz sind alle um B_2 gefalteten Kristallingesteine des Arbeitsgebietes homoachs geregelt (vgl. SANDER 1950, S. 83).

In einigen Proben waren keine Gefügekoordinaten oder nur c festzulegen. Im Diagramm d 71, das einem nicht besonders stark durchbewegten Granodioritvorkommen aus Loutra Eleftheron entspricht, wird

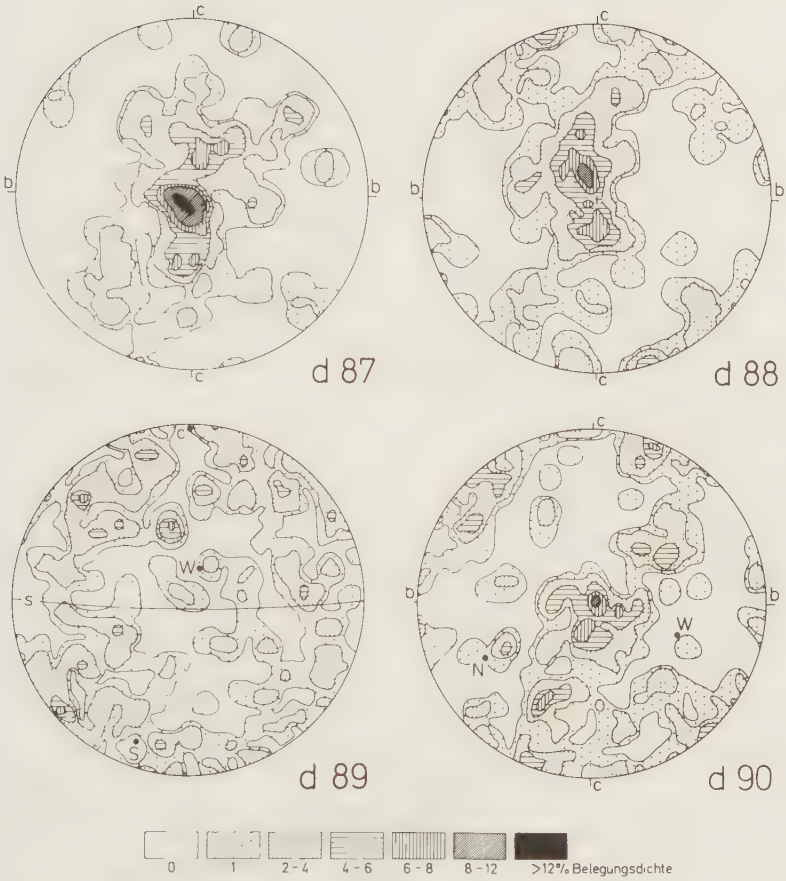


Abb. 34 (d 87 - d 90): Quarzachsendiagramme

d 87 100 Quarzachsen aus einem blastomylonitisch überformten leukokraten Eruptivgesteinsgang in Granodioritblastomylonit; b: 38/20 SW; Probe-Nr. 66, Dünnschl.-Nr. 4535.

d 88 100 Quarzachsen aus einem blastomylonitisch überformten Aplitgang in Granodioritblastomylonit; b: 35/10 NE; Probe-Nr. 70, Dünnschl.-Nr. 4228.

d 89 200 Quarzachsen aus einem akkordant in Bändergneis sitzenden, mechanisch schwach beanspruchten Aplitgang; b im Handstück nicht erkennbar, s: 70/70 NNW; Probe-Nr. 73, Dünnschl.-Nr. 4565.

d 90 200 Quarzachsen aus einem diskordant in Bändergneis sitzenden, blastomylonitisch überformten Aplitgang; b: 40/10 NE; Probe-Nr. 74, Dünnschl.-Nr. 4560.

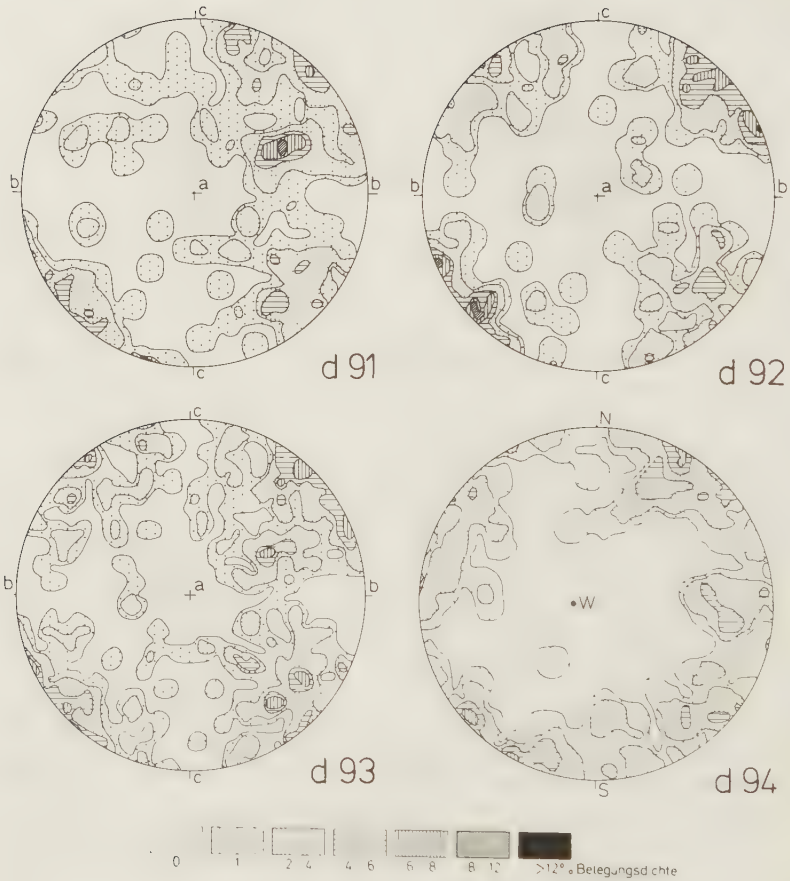


Abb. 35 (d 91 - d 94): Quarzachsendiagramme

d 91 125 Quarzachsen aus einem akkordant in Bändergneis sitzenden, blastomylonitisch überformten Aplitgang; b: 60/10 NE; Probe-Nr. 77, Dünnschl.-Nr. 4203a.

d 92 125 Quarzachsen aus Bändergneis (dunkler Teil); b: 60/10 NE; Probe-Nr. 136, Dünnschl.-Nr. 4203b.

d 93 Sammeldiagramm aus den Diagrammen d 91, d 92.

d 94 100 Quarzachsen aus einem disdordant in Amphibilot sitzenden, mechanisch schwach beanspruchten Aplitgang; Gefügekoordinaten im Handstück nicht erkennbar; Probe-Nr. 80; Dünnschl.-Nr. 4561.

Abb. 36 (d 95 - d 98): Quarzachsendiagramme

d 95 150 Quarzachsen aus Kalksilikatschiefer; b: 80/15 E; Probe-Nr. 99, Dünnschl.-Nr. 4236.

d 96 150 Quarzachsen aus Bändergneis; b: 35/50 NE; Probe-Nr. 126, Dünnschl.-Nr. 4220.

d 97 Synoptisches Diagramm aus den Diagrammen d 72, d 73, d 75, d 77, d 78, d 79, d 80, d 82, d 83, d 84, d 87, d 88, d 90, d 91, d 92, d 95, d 96.

d 98 150 Quarzachsen aus sehr feinkörnigem Plagioklas-Gneis; b: 75/10 WSW; Probe-Nr. 132, Dünnschl.-Nr. 4577.

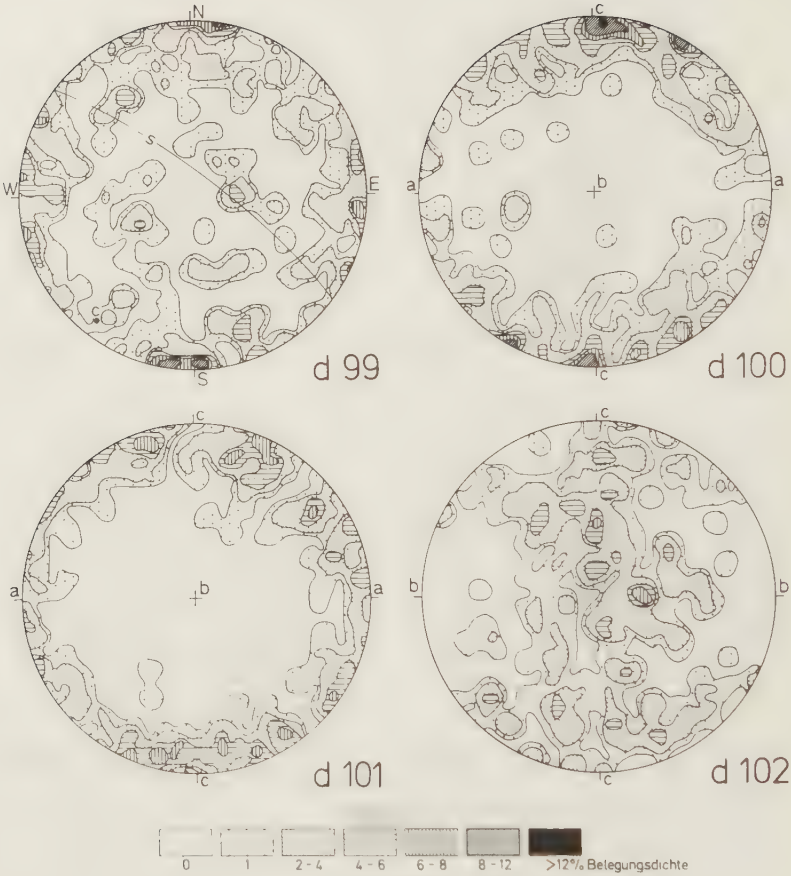


Abb. 37 (d 99 - d 102): Quarz- und Calcitgefügediagramme

d 99 200 Quarzachsen aus einem Turmalin-Quarz-Gang; b im Handstück nicht erkennbar, s: 130/80 NE; Probe-Nr. 150, Dünnschl.-Nr. 4527.

d 100 200 Calcitachsen aus kristallinem Kalk; b: 30/10 NE; Probe-Nr. 155, Dünnschl.-Nr. 4539.

d 101 200 Calcit-e-Pole aus kristallinem Kalk; b: 30/10 NE; Probe-Nr. 155, Dünnschl.-Nr. 4539.

d 102 200 Calcitachsen aus kristallinem Kalk; b: 50/10 NE; Probe-Nr. 157, Dünnschl.-Nr. 4544.

eine schwache Regelung der Quarzachsen angedeutet. Quarz wurde zwar mechanisch beansprucht (er löscht stark undulös aus und ist gefeldert), aber kaum rekristallisiert.

Diagramm d 74 für eine Probe aus einem kleinen Granodioritstock in kristallinem Kalk NE Pholea weist eine gute Regelung der Quarzachsen auf. a dürfte sich, analog zur herrschenden Quarzregelung im ganzen Arbeitsgebiet, im stark besetzten Bereich des Diagramms befinden, dagegen b mitten im unbesetzten Teil, und zwar bei ± 5/55 N. Diese konstruktiv erhaltene, mittelsteil nach N tauchende b-Achse liegt demnach diskordant zur b-Achse im Granodioritblastomylonit in der Nähe des Fundpunktes der entnommenen Probe, die 75/18 NE orientiert ist.

Auch im Diagramm d 94 für einen Aplitgang in Amphibolit N Aspri Ammos ist Quarz gut geregelt. Der Durchstoßpunkt von b dürfte ungefähr in der Diagrammitte liegen, was einer flachen W-E streichenden b-Achse entspricht. Genauso verläuft die B_2-Achse in den Nebengesteinen des Ganges (vgl. Diagramm d 115).

Im Diagramm d 89 für einen steilen akkordanten Aplitgang in Bändergneis S Amygdaleonas liegt keine gute Regelung der Quarzachsen vor. Es sieht immerhin so aus, als ob die zentralen Teile des Diagramms viel weniger besetzt wären als die Peripherie. Man neigt zur Ansicht, daß der Durchstoßpunkt der b-Achse in der Gegend der Diagrammitte liegt. Dann ist b ± 70/horizontal orientiert. s wird durch Biotite markiert, die parallel zum s im Gneis stehen. Zum Teil sind sie aus diesem übernommen (vgl. Diagramm d 113 sowie unter "Biotit" in 5.4.1.1.4).

Diagramm d 99 entpsricht einem horizontalen Schnitt eines sehr steilen, parallel zu den Salbändern grob verschieferten Quarz-Turmalin-Ganges in Granitblastomylonit. Der überwiegende Teil der Durchstoßpunkte der eingemessenen Quarzachsen verteilt sich gleichmäßig auf die peripheren Teile des Diagramms. Dies kommt dadurch zustande, daß die aus dem Nebengestein übernommenen langgestreckten Quarzkörner und -aggregate in die nahezu senkrechte (± 40/80 NE) Fließrichtung formgeregelt wurden. Letztere, die als Transportrichtung der a-Achse des Gefüges entspricht, kann an den straff parallel zueinander angeordneten Turmalinkriställchen abgelesen werden (vgl. 5.4.2.3.3).

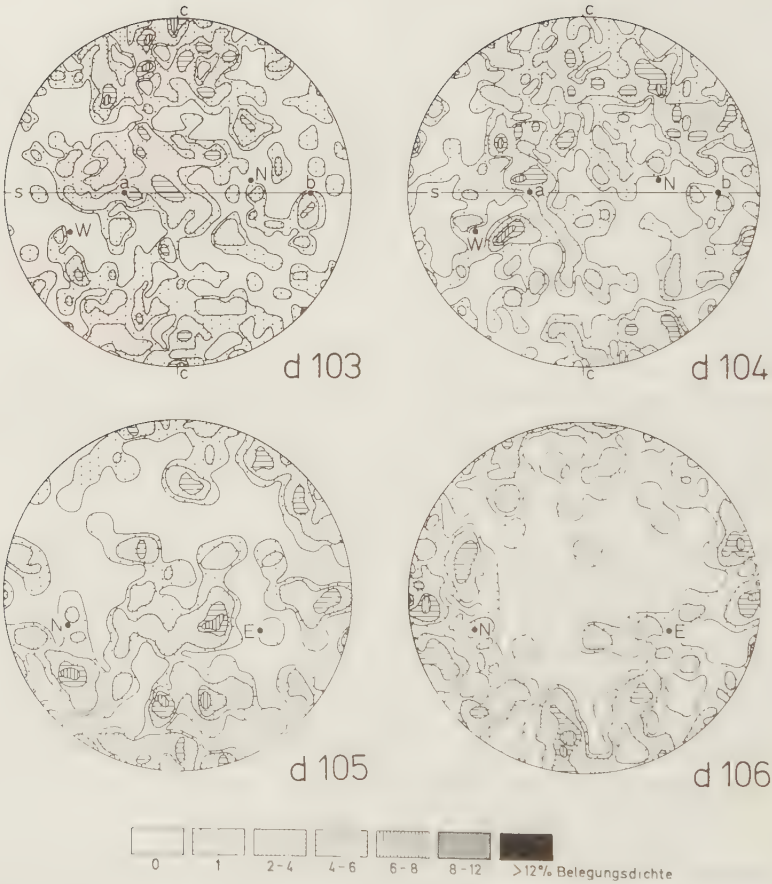


Abb. 38 (d 103 – d 106): Calcitachsen- und -e-Pole-Diagramme

d 103 400 Calcitachsen aus einer liegenden Falte im kristallinen Kalk; b: 27/12 SSW; Probe-Nr. 162, Dünnschl.-Nr. 4545.

d 104 400 Calcit-e-Pole aus einer liegenden Falte im kristallinen Kalk; b: 27/12 SSW; Probe-Nr. 162, Dünnschl.-Nr. 4545.

d 105 150 Calcitachsen aus kristallinem Kalk; Gefügekoordinaten im Handstück nicht erkennbar; Probe-Nr. 168, Dünnschl.-Nr. 4543.

d 106 150 Calcit-e-Pole aus kristallinem Kalk; Gefügekoordinaten im Handstück nicht erkennbar; Probe-Nr. 168, Dünnschl.-Nr. 4543.

3.11.2 Das Calcitgefüge

Eingemessen wurden Calcitachsen und Lote auf e (=(01$\bar{1}$2)-Flächen) in einer Reihe von Dünnschliffen des kristallinen Kalkes.

Calcitachsen sind meist in breite und mäßig bis stark gegliederte Gürtel normal zur Koordinate b eingeregelt (d 100, d 102). Aber im Gegensatz zu den Quarzachsen, die ihre Maxima vornehmlich in der Gegend um a zeigen, besetzen Calcitachsen in der Regel den ganzen ac-Gürtel. In bezug auf die Calcitachsen handelt es sich bei den kristallinen Kalken um B-Tektonite mit fastrhombischer Symmetrie.

Im Diagramm d 103 für eine Isoklinalfalte im kristallinen Kalk streuen die Durchstoßpunkte der Calcitachsen ziemlich stark. Dennoch ist die Umgegend von b schwächer, diejenige des ac-Kreises stärker besetzt. Im entsprechenden Diagramm d 104 für die e-Pole ist keine Regelung sicher zu erkennen. Theoretisch sollte bei einer Biegegleitfalte ac, bei einer Scherfalte c des Gefüges stark besetzt sein. Daß Calcit-c-Achsen und -e-Lote in der vorliegenden Probe so schwach geregelt sind, wird dadurch bedingt, daß das Gestein im Verlauf jüngerer Phasen der B_2-Tektonik weitgehend mylonitisiert wurde. Der anschließend rekristallisierte Calcit wurde entregelt.

Im Gebiet E Kara Orman wurde der kristalline Kalk, genauso wie die anderen Gesteine, mechanisch nicht besonders stark beansprucht; Gefügekoordinaten sind daher schwierig zu erkennen. Calcitachsen und Lote auf e sind hier, wie die Diagramme d 105 und d 106 zeigen, nur schwach geregelt. b muß etwa in der Diagrammitte liegen und somit ± 50/20 SW orientiert sein. Ähnlich orientiert sind die B_2-Achsen in benachbarten Gesteinen (vgl. Achsenkarte).

Im Diagramm d 100 liegen die stärksten Häufungen und das Maximum in der Nähe der c-Achse, während a unbesetzt bleibt. e-Pole verteilen sich im entsprechenden Diagramm d 101 gleichmäßig auf den ac-Gürtel.

Calcit erweist sich allgemein als homoachs zum äußeren Faltengefüge der B_2-Tektonik geregelt.

3.11.3 Das Glimmergefüge

Glimmer-(001)-Flächen liegen in tektonisch deutlich überprägten kristallinen Gesteinen des Arbeitsgebietes überwiegend in ab des

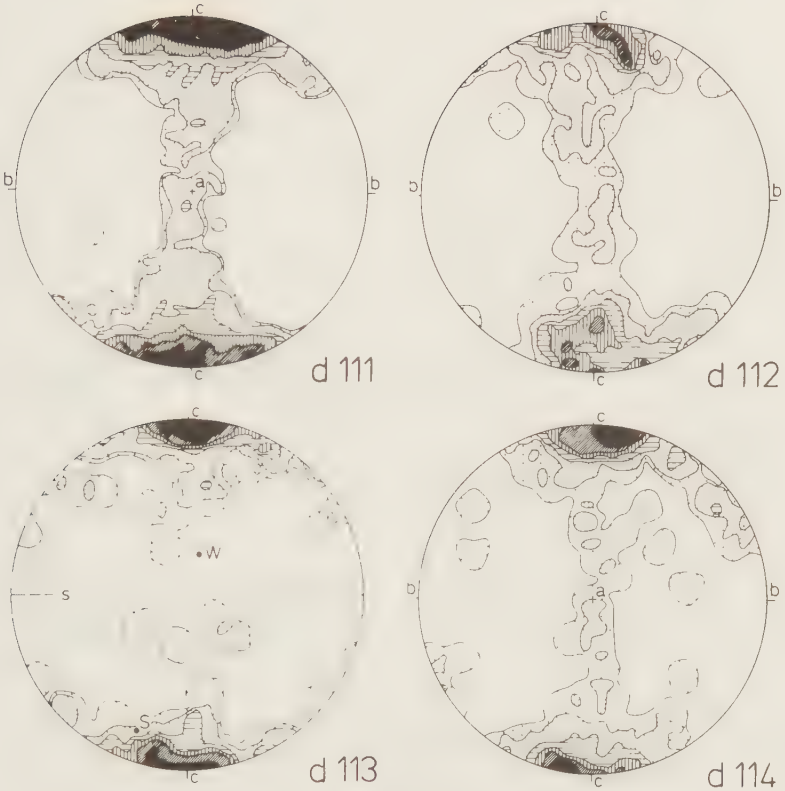
Abb. 39 (d 107 - 110): Glimmerpolediagramme

d 107 100 Glimmerpole aus mechanisch schwach beanspruchtem Granodiorit; Gefügekoordinaten im Handstück nicht erkennbar; Probe-Nr. 3, Dünnschl.-Nr. 4208.

d 108 100 Glimmerpole aus Granitblastomylonit; b: 100/10 E; Probe-Nr. 34, Dünnschl.-Nr. 4231.

d 109 100 Glimmerpole aus Granitblastomylonit; b: 75/13 NE; Probe-Nr. 36, Dünnschl.-Nr. 4230.

d 110 105 Glimmerpole aus Granitblastomylonit; b: 55/15 NE; Probe-Nr. 43, Dünnschl.-Nr. 4596.



Signaturerklärung zu d 112, d 113, d 114

Signaturerklärung zu d 111

Abb. 40 (d 111 - d 114): Glimmerpolediagramme

d 111 Sammeldiagramm aus den Diagrammen d 108, d 109, d 110.

d 112 100 Biotitpole aus einem blastomylonitisch überformten Aplitgang in Granodioritblastomylonit; b: 35/10 NE; Probe-Nr. 70, Dünnschl.-Nr. 4228.

d 113 100 Biotitpole aus einem akkordant in Bändergneis sitzenden, mechanisch schwach beanspruchten Aplitgang; b im Handstück nicht erkennbar, s: 70/70 NNW; Probe-Nr. 73, Dünnschl.-Nr. 4565.

d 114 100 Biotitpole aus Bändergneis (heller + dunkler teil); b: 60/10 NE; Probe-Nr. 77, 136, Dünnschl.-Nr. 4203a, 4203b.

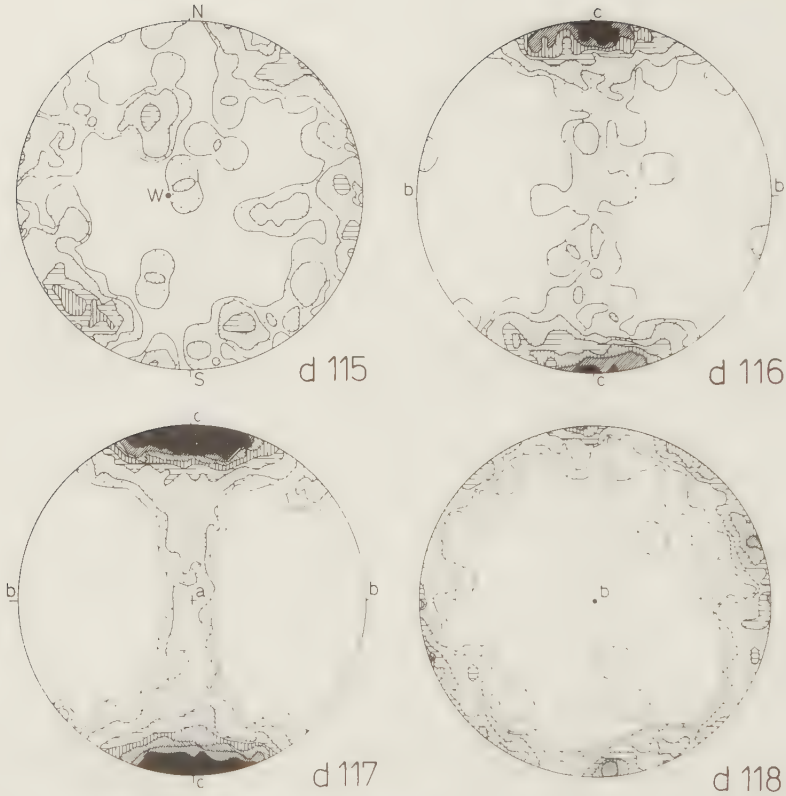


Abb. 41 (d 115 - d 118): Glimmerpolediagramme

d 115 100 Biotitpole aus einem diskordant in Amphibolit sitzenden, mechanisch schwach beanspruchten Aplitgang; Gefügekoordinaten im Handstück nicht erkennbar; Probe-Nr. 80, Dünnschl.-Nr. 4561.

d 116 100 Muscovitpole aus Bändergneis; b: 35/50 NE; Probe-Nr. 126, Dünnschl.-Nr. 4220.

d 117 Synoptisches Diagramm aus den Diagrammen d 108, d 109, d 110, d 112, d 114, d 116.

d 118 100 Biotitpole aus sehr feinkörnigem Plagioklas-Gneis; b: 75/10 WSW; Probe-Nr. 132, Dünnschl.-Nr. 4577.

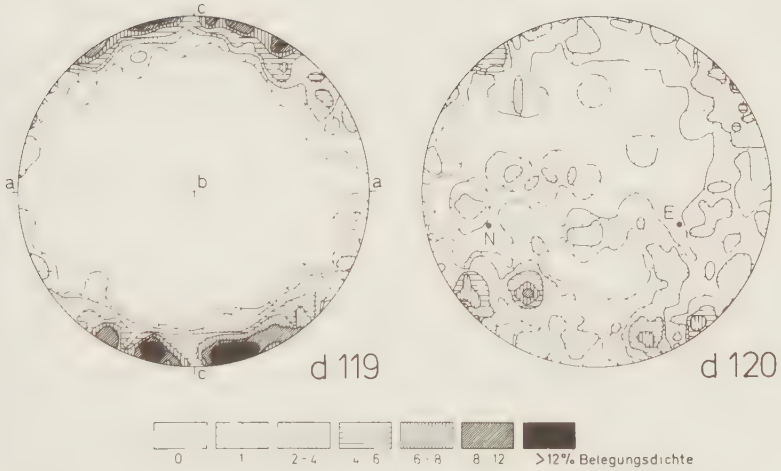


Abb. 42 (d 119, d 120): Muscovitpolediagramme

d 119 175 Muscovitpole aus kristallinem Kalk; b: 30/10 NE; Probe-Nr. 155, Dünnschl.-Nr. 4539.

d 120 100 Muscovitpole aus kristallinem Kalk; Gefügekoordinaten im Handstück nicht erkennbar; Probe-Nr. 168, Dünnschl.-Nr. 4543.

Gefüges. In Diagrammen für die (001)-Pole erscheinen daher Maximum und stärkste Häufungen im Bereich der c-Achse. Da die Gesteine sowohl um b wie auch um a (= $B' \perp B_2$), selbst im Dünnschliffbereich, mehr oder weniger verfältelt sind, und zudem die Glimmer sich in h0l-, $\bar{h}$0l-, 0kl-, 0$\bar{k}$l-Scherflächen einzuregeln pflegen, treten neben dem Maximum in c auch noch der ac- und der bc-Zonenkreis schwach besetzt hervor (d 108, d 109, d 110, d 111, d 112, d 114, d 116, d 117).

Die Diagramme entsprechen S/B-Tektoniten mit fastrhombischer Symmetrie, die jedoch mitunter durch einseitig auftretende stärkere Häufungen gestört wird.

Im Diagramm d 119 für Muscovit aus kristallinem Kalk verteilen sich die (001)-Pole auf einen schmalen ac-Gürtel mit stärksten Häufungen abermals in der Umgegend von c. Die Lote auf die Basisfläche des Muscovits sind im großen und ganzen gleich eingeregelt mit den Calcitachsen und -e-Loten (vgl. Diagramme d 100 und d 101) - Calcit und Muscovit sind homoachs geregelt.

Im kräftig verfältelten sehr feinkörnigen Plagioklas-Gneis N Kavala besetzen die Biotit-(001)-Pole geschlossene Gürtel um b (d 118). Stärkere Häufungen verteilen sich gleichmäßig auf den ac-Gürtel - das Gestein ist ein ausgesprochener B-Tektonit (vgl. Diagramm d 98 und Kap. 3.2.2).

Im Diagramm d 120 für Muscovit in kristallinem Kalk aus Aspra Chomata sind die (001)-Pole auf einen breiten, gegliederten Gürtel um b verteilt. Dieses liegt, wie bereits beim Studium des Calcitgefüges desselben Vorkommens erwähnt wurde (vgl. 3.11.2 und Diagramme d 105 und d 106), ungefähr in der Diagrammitte (± 50/20 SW).

Biotit ist im mechanisch schwach beanspruchten Granodiorit von Loutra Eleftheron (d 107), im Gegensatz zum schwach geregelten Quarz (d 71), nicht geregelt.

In mechanisch stärker verformten Gesteinen ist Glimmer, ähnlich wie Quarz und Calcit, homoachs zu den äußeren Falten um B_2 eingeregelt.

3.11.4 Ergebnisse aus der Korngefügeuntersuchung

Ein Vergleich der Korngefügediagramme für einzelne Kornarten eines Gesteins, die im gleichen Dünnschliff eingemessen wurden, z.B.

Quarz-Biotit oder Calcit-Muscovit, läßt erkennen, daß die Koordinaten der Teilgefüge zusammenfallen - die Teilgefüge sind homotrop (SANDER 1950, S. 78).

Kern- und Hüllgesteine wurden symmetriekonstant um B_2 als Faltungs-, weniger als Scherungsachse deformiert. Wiederholt macht sich ein $B' \perp B_2$-Gefüge bemerkbar als Ausdruck der Anisotropien bei der Dehnung des Gesteins entlang B_2.

Wie an den Diagrammbildern und den Arealziffern der Tab. 3 erkennbar ist, ist der Grad der Einregelung von Quarz, Calcit und Glimmer, bis auf wenige Ausnahmen, in allen kristallinen Gesteinen des Arbeitsgebietes hoch. Hierbei spielte die Gesteinsart nur eine untergeordnete Rolle. Die vorhandenen Unterschiede gehen vorwiegend auf die ungleich starke mechanische Beanspruchung der Gesteine zurück.

4. MINERALOGISCHER TEIL

4.1 Quarz

ist Haupt- oder Nebengemengteil aller Eruptivgesteine des untersuchten Gebietes.

Die Form der Quarzkörner hängt unmittelbar vom Deformationsgrad des Gesteins ab. In mechanisch schwach beanspruchten Gesteinen - vor allem um Kara Orman sowie im Gebiet von Loutra Eleftheron - kommt Quarz in einzelnen, ziemlich gerundeten Körnern vor oder bildet große, kaum gestreckte Nester, die Zwickel zwischen anderen Mineralphasen ausfüllen (Abb. 67,152). Die einander ziemlich einfach durchdringenden Körner in den Quarznestern, -linsen und -lagen sind zwar unregelmäßig, bisweilen sogar amöbenartig gestaltet, doch weichen sie insgesamt nicht allzu stark von isometrischen Gebilden ab. Ihre glatten Grenzen schließen bei drei Quarzen vielfach Winkel von ± 120° ein, die sogenannten "Gleichgewichtswinkel", die sich bei Kristallisation des Quarzes unter hydrostatischem oder schwach einseitigem Druck einstellen können (vgl. VOLL 1961, KRAUS 1967). Die Größe derartiger Körner schwankt erheblich, selbst innerhalb des gleichen Aggregats. Größte Durchmesser liegen in der Regel um 0,5 cm, Durchmesser von 100-500 µ herrschen jedoch bei weitem vor.

Wird das Gestein mechanisch etwas stärker beansprucht, so entstehen zunächst suturierte Quarzkörner, die in s nur schwach gelängt sind. Bei noch stärker durchbewegten Gesteinen beginnen die geschlossenen Quarzräume, sich in s zu dehnen (Abb. 68,154), so daß sich allmählich längere, in kräftig verformten Gesteinen sehr lange Bahnen bilden (Abb. 43,44,157,175,186); einsame Körner kommen nur noch ganz selten vor. In den Bahnen werden die einzelnen Quarzkörner um so dünner und länger, je stärker der einseitige Druck war. Der größte Druchmesser liegt hierbei in b, der kleinste in c des Gesteinsgefüges. In extremen Fällen können die L/B-Verhältnisse in bc-Gesteinsschnitten Werte bis über 200/1 erreichen, die bandförmigen Körner sehen dann im ebenen Schnitt wie lange Fäden aus.

Im inneren Bereich der Quarzbahnen, die um größere Mineralkörner, insbesondere Feldspäte, ähnlich fließendem Wasser um etwaige Hindernisse, herumbiegen, sind die Körner stets deutlich schlanker

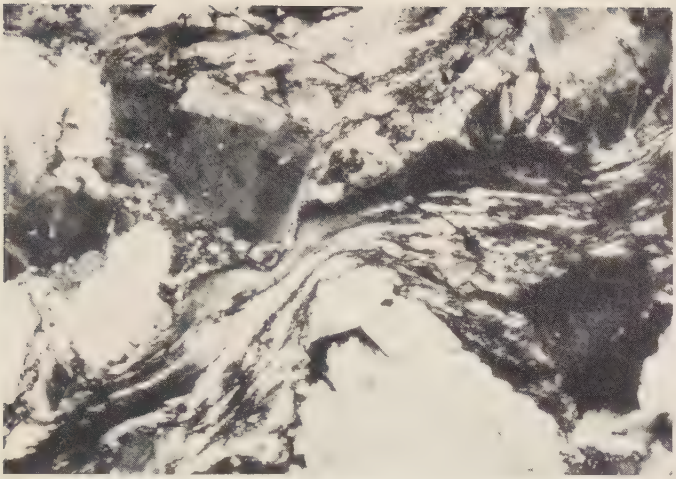


Abb. 43: Quarz bildet lange Körner, die sich zu Bahnen zusammenschließen. Diese schmiegen sich um größere Kristalle herum wie fließendes Wasser um etwaige Hindernisse.- Granodioritblastomylonit; Probe-Nr. 11, Dünnschl.-Nr. 3632; Schnitt // bc (3,1 x 2,2 mm, Nic. +).

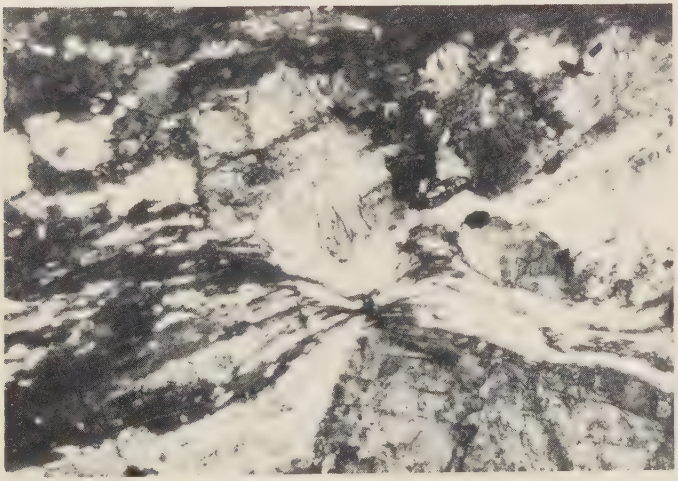


Abb. 44: Unter Streß gewachsener Quarz umfließt in langen Bahnen größere Plagioklaskörner. In schmalen Stellen werden die ohnehin langgestreckten Quarzkörner zu dünnen Fäden.- Granodioritblastomylonit; Probe-Nr. 27, Dünnschl.-Nr. 3596b; Schnitt // bc (3,2 x 2,3 mm, Nic. +).

als am Rand. Wird eine Bahn zwischen zwei nahe liegenden Mineralkörnern beträchtlich verengt, so werden ihre Quarzkörner in diesem Bereich gleichfalls viel dünner als beiderseits der Enge (Abb. 43, 44). Wird hingegen eine Quarzbahn durch ein Mineralkorn, das als Hindernis wirkt, geteilt, so bilden sich im Druckschatten des Minerals große, mitunter fast isometrische Quarzkristalle. Diese an das Fließen einer Flüssigkeit erinnernden Erscheinungen sind wegen der Kleinfältelung um B_2 am besten in ac-Schnitten des Gefüges zu beobachten, während in bc- die Quarzbahnen ungleich schwächer gebogen um a ($=B' \perp B_2$) erscheinen. Ebenfalls in ac sehen die unter Streß entstandenen Quarzkörner stets viel stärker ineinander verflochten und verzahnt aus als in bc, wo die geradlinigen bis schwach gebogenen Quarzfäden wiederholt einfache und glatte Grenzen aufweisen. In ac schwankt außerdem die Dicke der Körner ziemlich stark, ihre Enden sind unregelmäßig; in bc ändert sich hingegen die Dicke der fadenförmigen, spitz auskeilenden Körner nur geringfügig.

Im allgemeinen sind die Quarzachsen in den Bahnen sehr gut in ac-Gürtel eingeregelt (s. 3.11.1). Quarzkörner, die im Druckschatten anderer Minerale liegen oder in deren Sprüngen bzw. Oberflächeneinbuchtungen kristallisiert sind, sind genauso gut geregelt. Derartige Körner sind also ebenfalls unter einseitigem Druck entstanden, wenn auch viel schwächerem als in den Bahnen selbst.

Die Gestalt der Quarze in mechanisch verformten Gesteinen, ihre suturierten Grenzen sowie die Tatsache, daß sie fast ausnahmslos undulös auslöschen und sehr gut geregelt sind, sprechen eindeutig für eine syntektonische Kristallisation (vgl. auch VOLL 1961, KRAUS 1967).

Innerhalb der Bahnen finden sich oft verschieden große, optisch genau gleich orientierte Quarzkörner, die zwar nicht aneinander liegen, welche aber voneinander nicht allzu weit entfernt sind. Es handelt sich hierbei offenbar um Apophysen ein und desselben amöbenförmigen Quarzkorns in den benachbarten Körnern. Die tatsächliche Größe derart ineinander verflochtener Quarze ist naturgemäß nur schwer feststellbar. Allgemein ist unter Streß gebildeter Quarz äußerst wechselkörnig: Im gleichen Dünnschliff werden gewöhnlich Körner von einigen μ bis zu einigen Zehntel-mm Länge angetroffen. Die maximale Länge in bc liegt meist bei 0,5-1,5 mm (2 cm). L/B ist in ac überwiegend 5/1-15/1, in bc 10/1-50/1.

Unter hydrostatischem bis schwach einseitigem Druck entstandene Quarze zeigen in der Regel Anzeichen postkristalliner Deformation: Sie löschen undulös aus, sind gefeldert, zersprungen oder angebrochen. Häufig werden Sprünge der Quarzkörner durch jungen, syndeformativen Quarz verheilt.

In Bahnen unter intensivem Streß gewachsener Quarze finden sich bisweilen größere, mechanisch in s ausgezogene, linsen- bzw. augenförmige Quarzkörner, die von den dünnen Quarzen der Bahnen umflossen werden oder mit diesen z.T. verzahnt sind. Risse derartiger Körner werden ebenfalls durch kleine, verzahnte Quarze verheilt. Diese Risse verlaufen meist subparallel zum s, selten quer dazu. Mitunter bleiben vom großen Quarzkorn nur noch reliktische Teile übrig, die in ihren äußeren Bereichen allmählich in den Bahnquarz übergehen.

Besonders deutlich heben sich alte Quarzkörner vom jungen Quarz ab, wenn sie optisch stark abweichend orientiert sind. Solche Körner könnten unter hydrostatischem Druck gewachsen sein. Häufig sind jedoch sowohl alte wie junge Quarze optisch einheitlich orientiert, d.h. straff nach dem Beanspruchungsplan der B_2-Tektonik geregelt (s. 3.11.1): Kristallisation und Rekristallisation des Quarzes erfolgten unter einseitigem Druck, und zwar syndeformativ in bezug auf die gleiche vorhin genannte B_2-Tektonik. Dies trifft ebenfalls für Risse des Gesteins zu, welche die Bahnen des rekristallisierten Quarzes durchsetzen und teilweise durch homotrop geregelten Quarz verheilt worden sind.

Es gibt ferner Fälle, wo unter Streß gebildeter, straff geregelter Quarz später rekristallisierte, wobei er entregelt wurde (vgl. unter "Quarz" in 5.4.2.3.3).

Es steht fest, daß der Großteil des Quarzes der vorliegenden syntektonischen Eruptiva rekristallisiert ist und daß mehrere Quarzgenerationen in Einzelfällen vorhanden sind. Da unter Streß gewachsener Quarz aller Generationen großenteils in ac-Gürtel zu B_2 eingeregelt ist, ist es wahrscheinlich, daß die Rekristallisation in mehreren Akten während ein und derselben Orogenese stattfand.

Die Quarzrekristallisation erfolgte nur in den wenigsten Fällen in situ; meistens wanderte das im Verlauf der Deformation mobilisierte SiO_2 auf s-Fugen des Gesteins, wo es die oben beschriebenen Quarzbahnen bildete (metamorphe Differentiationen, s. 7.). Es ist denkbar, daß ein Teil des unter einseitigem Druck gebildeten Bahnquarzes pri-

mär, d.h. nicht rekristallisiert ist. Das ist vor allem bei den jüngeren syntektonischen Ganggesteinen sehr wahrscheinlich; ferner bei allen Gesteinen, in denen verschiedene Minerale zersetzt wurden, wobei SiO_2 freigesetzt wurde.

Nicht selten gibt es unter Streß gebildete Quarzkörner, die so kräftig gefeldert sind, daß die Grenzen der Hauptkörner kaum zu unterscheiden sind. Solche Quarze sind offenbar nach ihrer Kristallisation bzw. Rekristallisation mechanisch stark beansprucht worden.

Primäre, nichtrekristallisierte Quarze finden sich sehr oft, selbst in mechanisch lebhaft beanspruchten Gesteinsbereichen, als z.T. große, tropfenförmige, ovale oder nahezu hexagonale Einschlüsse in K-Feldspäten (sogenannte Frühquarze, Abb. 56,164). Untereinander und zum straff geregelten Quarz in den Bahnen sind solche Einschlüsse optisch unterschiedlich orientiert. Obwohl diese Körner in der Regel undulös auslöschen, mitunter sogar gefeldert oder kataklastisch zerbrochen sind, sind sie zumeist nicht rekristallisiert. Das Feldspatgitter schützte sie offenbar vor der allzu starken mechanischen Beanspruchung, die zur Rekristallisation der externen Quarze führte. Das gleiche gilt auch für myrmekitische und granophyrische Quarzstengel in Feldspäten, die wohl mechanisch beansprucht, aber nur selten rekristallisiert sind (Abb. 66). Sprünge der Feldspäte und anderer Minerale werden hingegen oft durch Quarz verheilt, der vor allem Apophysen von Quarzkörnern der Bahnen entspricht oder aus kleinen Körnern besteht, die auf Kosten des Wirtminerals selbst entstanden sind (Abb. 45).

Erwähnenswert sind auch sehr kleine, nahezu isometrische Quarzkörner, die manchmal zusammen mit Plagioklas II und K-Feldspat ein Feinpflaster zwischen oder um größere Minerale bilden. Derartige Gemische kommen überwiegend in Eruptiva des S-Bereiches vor.

Sowohl erstgebildete wie rekristalliserte Quarzkörner löschen zumeist stark undulös oder nach Feldern aus. Normal auslöschende Quarze sind eine Ausnahme. In dickeren Schnitten zeigt Quarz oft eine merkliche Dispersion der Auslöschung; es erscheinen dann anomale braun- oder blaugraue Interferenzfarben der 1. Ordnung. Ist ein bandförmiger Quarzkristall wellig gekrümmt, so löscht er häufig nicht einheitlich aus, sondern nur an der Stelle, wo beim Drehen des Mikroskoptisches n_E parallel zu den Schwingungsebenen der Nicols liegt; n_E steht hierbei jeweils quer zu den Grenzen des bandförmigen Korns, welches

seinerseits das unebene s nachzeichnet. Es zeigt sich somit, daß die im Handstück festgelegten Koordinaten gar nicht konstant bleiben, sondern sich - selbst innerhalb ein und desselben Korns - wesentlich verlagern. Könnte dieser Umstand berücksichtigt werden, so würde Quarz in den Gefügediagrammen ungleich straffer geregelt erscheinen (s. Quarzgefügediagramme in 3.11.1).

Im konoskopischen Bild erscheint Quarz vielfach zweiachsig mit einem kleinen optischen Achsenwinkel. Dies trifft vor allem bei nichtrekristallisierten Körnern zu, die also mechanisch stärker beansprucht sein müssen als Quarze nach ihrer Rekristallisation.

4.2 Plagioklas

ist Hauptgemengteil fast aller magmatogenen Gesteine des untersuchten Gebietes.

Es lassen sich hauptsächlich drei Plagioklasgenerationen unterscheiden:

a) Größere, ziemlich trübe Körner, die mit zu den ältesten Komponenten des jeweiligen Gesteins gehören. Solche Körner bzw. Kornteile sind nicht immer gleichzeitig entstanden, wie z.B. zonargebaute Plagioklase oder durch jüngere Plagioklassubstanz verheilte Risse der alten Körner zeigen; doch sind die zeitlichen Unterschiede in der Regel gering. Im folgenden werden Körner dieser Generation, die gewöhnlich die Hauptmasse des Plagioklasbestandes bilden, primärer Plagioklas, Altplagioklas oder einfach Plagioklas genannt.

b) Sehr kleine, trübe, an K-Feldspat bzw. K-Feldspat und Altplagioklas gebundene Körner (Plagioklas II). Sie sind stets jünger als Körner der Generation I.

c) Junger Albit (selten Albitoligoklas), der vereinzelt in ziemlich großen, klaren Körnern in Gesteinen nördlich der kristallinen Kalkzüge aufgesproßt ist. Albitblasten sind anscheinend zum größten Teil auf Kosten alter Plagioklase gewachsen. Altplagioklasreste, die in bzw. an Albitblasten liegen, sind mit diesen kristallographisch stets gleich orientiert. Etwaige K-Feldspatsubstanz, die in oder an Altplagioklas lag, sowie die sie verdrängenden Plagioklas-II-Körnchen wurden hierbei vom wachsenden Albit ebenfalls aufgezehrt. Albite, die sich in großen K-Feldspäten finden, bildeten sich vor allem aus dem in K-Feldspat reichlich vorhandenen Perthitmaterial.

4.2.1 Form, mechanische Deformation, Regelung

In den Eruptivgesteinen des Arbeitsgebietes überwiegen xenomorphe Plagioklaskörner. Idiomorphe Plagioklase finden sich als Einschlüsse in größeren K-Feldspäten, selten auch noch als selbständige Körner in mechanisch kaum überprägten Eruptiva (Abb. 152,153,154). In letzteren herrschen einzeln auftretende, hypidiomorphe Plagioklase vor, doch bilden sich hie und da Plagioklasnester aus fremdgestaltigen, buchtig ineinander greifenden Körnern. In mechanisch schwach oder nicht beanspruchten Gesteinsbereichen liegen die Plagioklaskörner statistisch ungeregelt vor.

Anders als K-Feldspat reagiert Plagioklas auf Streß überwiegend rupturell: Augenförmige, lang ausgeschwänzte oder gar ausgewalzte Plagioklase sind in stark durchbewegten Gesteinen kaum anzutreffen, dafür um so häufiger unruhig auslöschende, gefelderte bis zersprungene oder in mehrere Teile auseinander gebrochene Plagioklaskörner. Diese sind z.T. birnen-, herz-, nierenförmig oder völlig unregelmäßig gestaltet, meist aber lassen sie je nach Deformationsgrad des Gesteins eine mehr oder weniger kurzellipsoidische oder linsige Form mit rauher bis glatt geschliffener Oberfläche erkennen. In bc sehen die Plagioklase dann eier- oder spindel-, in ac kurzelliptisch bis kreisförmig aus. Abgeschliffene Umrisse zeigen die kataklastisch bearbeiteten Körner an den Stellen, die unmittelbar von Quarz umflossen werden (Abb. 155,156,157,158,172,173,174,175,186). Bisweilen werden Nester kleiner, ineinandergreifender Plagioklase mechanisch in der gleichen Weise verformt wie einzelne Körner. Von feinkörnigem Material umgebene Plagioklasporphyroklasten sind in blastomylonitischen Gesteinsbereichen sehr häufig.

Besonders auffallend sind breite, nicht ebene, mitunter keilförmig geöffnete Zugrisse (d.h. // ac des Gefüges), die durch Quarz, K-Feldspat oder Glimmer verheilt worden sind (Abb. 45), sowie feine Sprungscharen, die als Fortsetzung der s-Flächen die Plagioklaskörner durchsetzen. Glimmerblättchen, die diese Sprünge besetzen, täuschen oft ein $s_i = s_e$ vor. Gewöhnlich hören die Glimmersträhnen, die entlang diesen Sprüngen in die Plagioklase hineindringen, in kurzem Abstand vom Rand auf (Abb. 46).

Mechanisch verformte Plagioklase sind allgemein mit ihrem längsten Durchmesser in ab, statistisch auch in b, mit ihrem kleinsten in c des Gefüges eingeregelt. Die als Zwillingsfläche verschiedener

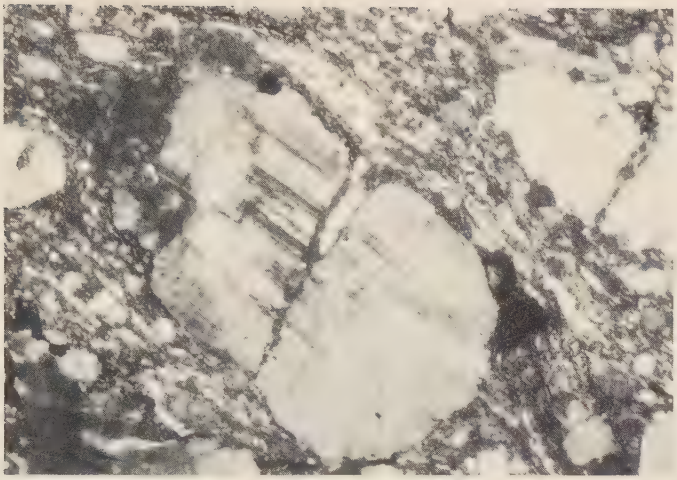


Abb. 45: Querriß eines Plagioklasporphyroklasten in bezug auf B_2 ist mit K-Feldspat, rekristallisiertem Biotit, rekristallisiertem Quarz und Plagioklas II verheilt worden.- Granodioritblastomylonit; 1 km WSW Agios Andreas, Dünnschl.-Nr. 3600; Schnitt // bc (2,0 x 1,4 mm, Nic. +).

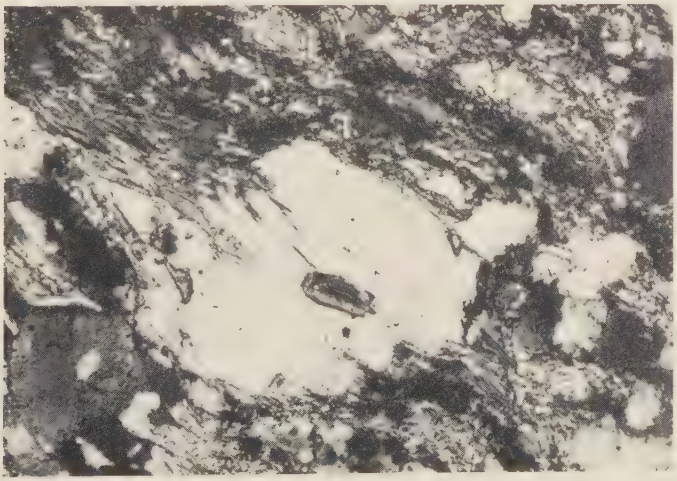


Abb. 46: Biotitsträhnen dringen in s-parallele Sprünge des Plagioklaskorns ein. Dieses ist mit (010) in s eingeregelt.- Granitblastomylonit; Probe-Nr. 45, Dünnschl.-Nr. 3651 (0,47 x 0,34 mm, Nic. +).

Gesetze ausgezeichnete (010)-Fläche der Plagioklaskörner liegt manchmal in ab des Gefüges, doch schließt sie meist mit ihm einen spitzen Winkel ein. Nicht selten sind die Zwillingslamellen, entsprechend der verfältelten s-Fläche, einfach oder S-förmig verbogen; die Körner löschen dann ausgesprochen undulös aus. Undulöse, fleckige, schlechthin nicht einheitliche Auslöschung, die für die Mehrheit der Plagioklase eigen ist, geht jedoch nur zum Teil auf das Konto des mechanisch verformten Kristallgitters. Überwiegend wird sie durch den örtlich unterschiedlichen An-Gehalt der Körner bedingt, der wiederum eine Unkostanz der Indikatrixlage zur Folge hat.

Plagioklas II bildet Aggregate aus winzigen bis kleinen (meist 5-30 μ, max. 400 μ ø), allotriomorphen, nahezu isometrischen bis zapfenförmigen, mechanisch kaum überprägten Körnern, die optisch uneinheitlich orientiert sind (Abb. 56,57,159).

Junger Albit tritt in normal auslöschenden, xeno- bis hypidioblastischen Körnern auf, die im ebenen Schnitt vorwiegend eine linsige Gestalt mit unregelmäßigen, flachbuchtigen oder eckigen, wachstumsbehinderten Umrissen zeigen. Der größte Durchmesser der tektonisch nicht bzw. nur geringfügig verformten Albitblasten liegt vornehmlich in b, die (010)-Fläche in ab des Gefüges, bisweilen jedoch quer dazu (Abb. 176).

4.2.2 Farbe

Plagioklaskörner aller Generationen sind in der Regel farblos, wenn sie auch u.d.M. mehr oder weniger trüb aussehen. Nur selten kommen bräunliche Plagioklase vor, deren Farbe auf Fe-Hydroxide zurückgeht.

4.2.3 Optischer Achsenwinkel, Auslöschungsschiefe

Sowohl der optische Achsenwinkel wie die Auslöschungsschiefe schwanken in Plagioklasen der untersuchten Gesteine erheblich. Die Auslöschungsschiefe X´/Spur (010) in der Zone ⊥ (010) in Richtung [100] gesehen, variiert zwischen -17° und +31°, $2V_x$ pendelt zwischen 77° und 105°. Zwischen den beiden Größen läßt sich ein gewisser Zusammenhang erkennen, obwohl die Verhältnisse für Auslöschungsschiefen zwischen +5° und +20° nicht ganz klar sind. Während der Auslöschungswinkel in erster Linie vom An-Gehalt des betreffenden Pla-

gioklases abhängt, wird die Größe des Achsenwinkels anscheinend auch von anderen Faktoren, etwa K-Gehalt (s. PARASKEVOPOULOS 1953, S. 234), Ordnungs-/Unordnungs-Zustand oder Deformationsgrad des Gitters beeinflußt. Letzteres ist seit langem für Quarz, Calcit und andere Minerale bekannt (vgl. SEIFERT 1964, S. 298; TRÖGER 1971, I, S. 126).

4.2.4 Zwillinge

Nicht allzu stark entkalkte Plagioklase in schwach durchbewegten Eruptivgesteinen sind in der Mehrzahl verzwillingt. Eine Zunahme nichtverzwillingter Plagioklase wird nur in manchen Ganggesteinen festgestellt.

Aufgrund der von VANCE (1961) und VERNON (1965) aufgestellten Kriterien lassen sich sowohl primäre Wachstums- wie auch sekundäre Gleitzwillinge beobachten. Sekundäre Kombinations- (Synneusis-, Agglutinations-) Zwillinge, wie sie von ROSS (1957) beschrieben wurden, konnte ich nicht mit Sicherheit feststellen.

Nach VANCE (1961, S. 1107) kann das sehr häufige Vorkommen der Karlsbader Zwillinge in magmatischen Gesteinen nur dadurch erklärt werden, daß sie durch Agglutination freibeweglicher Kristalle in einem flüssigen Medium entstanden sind. In den von mir untersuchten Gesteinen können die angetroffenen Karlsbader Zwillinge zum größten Teil als Wachstumszwillinge gedeutet werden. Denn sie sind vielfach zonar gebaut, wobei die Zonen beide Zwillingsindividuen umhüllen, ohne daß sie an der meist stark unregelmäßig verlaufenden Verwachsungsfläche merklich abgelenkt werden. Zonarbau gilt andererseits allgemein als ein primäres Merkmal, welches die verschiedenen Wachstumsstadien der Kristalle anzeigt (s. VANCE 1961, S. 1099f.).

Wachstumszwillinge sind mit abnehmender Häufigkeit nach folgenden Gesetzen verzwillingt: Karlsbad, Roc Tourné (= Albit-Karlsbad), Albit, Periklin, Manebach, Ala-A, Baveno. Andere Gesetze wurden nicht angetroffen, doch könnten sie vielleicht untergeordnet vorhanden sein. Das Periklin- und namentlich das Albitgesetz kommen vermutlich weit häufiger vor, als sie festgestellt werden konnten; denn bei vielen Lamellen nach diesen Gesetzen ist praktisch unmöglich zwischen Wachstums- und Gleitzwillingen zu unterscheiden.

Besonders auffallend sind nach dem Roc-Tourné-Gesetz verzwillingte Plagioklase, die meist aus 3-4 breiten Lamellen bestehen. Die scharfen Lamellengrenzen sind unregelmäßig gestaltet, oft recht mannigfaltig ineinander verzahnt, doch liegen sie im großen und ganzen subparallel (010). Mitunter liegen inselartig innerhalb einer brei-

ten Lamelle Teile des anderen Lamellensystems. Bei drei Lamellen entstehen oftmals sanduhrähnliche Bilder. Derart verzwillingte Plagioklase kommen vor allem in Magmatiten und Hornblende-Biotit-Gneisen im Gebiet von Kavala vor. Ähnliche Bilder liefern die nur selten angetroffenen Plagioklaszwillinge nach dem Ala-A-Gesetz, wobei allerdings die unebene Verwachsungsfläche subparallel (001) liegt. Sind diese breit lamellierten Plagioklase zonar gebaut, so werden die Zonen nur geringfügig an den Lamellengrenzen abgelenkt (Abb. 47,48).

Gleitzwillinge folgen bei "magmatischen" Plagioklasen dem Albit-, weniger häufig dem Periklingesetz. Plagioklaskörner treten gewöhnlich als polysynthetische Zwillinge nach dem einen oder anderen Gesetz und vor allem als kombinierte Zwillinge nach beiden Gesetzen auf. Sich kreuzende Lamellen sind mir dennoch nur selten begegnet. Innerhalb der primär entstandenen, breiten Lamellen nach dem Karlsbad-, Roc-Tourné- oder Ala-A-Gesetz lassen sich sehr oft ebenfalls dünne, eben begrenzte Gleitlamellen erkennen (Abb. 47,48). Die Lamellen durchsetzen in vielen Fällen das ganze Plagioklaskorn in etwa gleichbleibender Breite. Stoßen sie jedoch auf alte Risse oder Lamellen eines anderen Gesetzes, so keilen sie an dieser Stelle aus. Des öfteren habe ich außerdem Systeme sich innerhalb der Plagioklaskristalle verjüngender Lamellen beobachtet; die Körner sind in solchen Fällen nur z.T. von Lamellen besetzt. Spindelförmige Gleitlamellen kommen ebenfalls häufig vor.

Die Lamellen eines Systems sind zumeist gleich breit, doch treten hin und wieder auffallende Ausnahmen auf (s. WICKMAN & al. 1969; LUNDSTRÖM 1971a, 1971b). Einen Zusammenhang zwischen Lamellenbreite und An-Gehalt, wie er von vielen Autoren (z.B. DONNAY 1943) berichtet wird, konnte ich nicht feststellen (vgl. VANCE 1961, S. 1116).

WICKMAN & al. (1969, S. 197) kommen betr. Lamellenbreite zum folgenden Schluß: "The major result of the investigation is that the concept lamella width is so complex that it should not be used except for individual lamellae. The supposed relationship between chemical composition and lamella width, as stated, is meaningless."

Die kataklastischen und ziemlich stark entkalkten Plagioklase des Granitblastomylonits und der in ihm sitzenden Gänge lassen zum größten Teil keine Zwillinge erkennen. Zwei Ursachen sind vermutlich für das Verschwinden der früher vorhanden gewesenen Zwillingslamellen verantwortlich:

a) Infolge des starken und über lange Zeit auf die Plagioklase

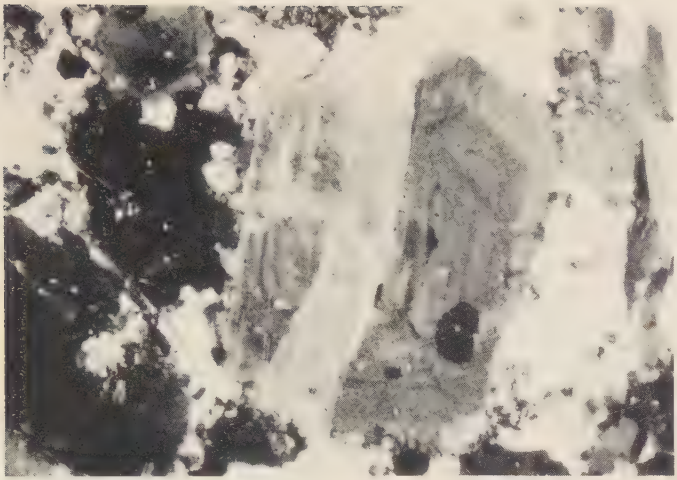


Abb. 47: Engscharig zonargebauter Plagioklas ist nach dem Roc-Tourné- und dem Albit-Gesetz verzwillingt.- Mechanisch schwach beanspruchter Granodiorit; Probe-Nr. 33, Dünnschl.-Nr. 3634 (3,0 x 2,1 mm, Nic +).

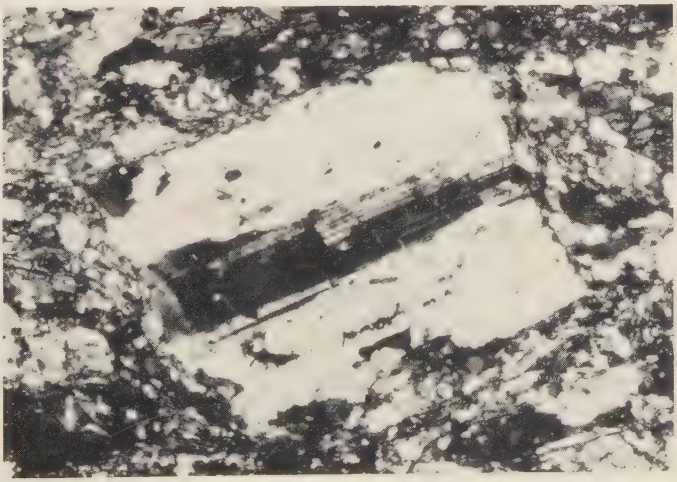


Abb. 48: Nach dem Roc-Tourné- und dem Albit-Gesetz verzwillingter Plagioklaseinsprengling.- Porphyrartiges Ganggestein; Probe-Nr. 84, Dünnschl.-Nr. 4263 (2,3 x 1,6 mm, Nic. +).

wirksam gewesenen Stresses bildeten sich immer mehr Zwillingslamellen, die nach BUERGER (1945, S. 478f.) einer plastischen, d.h. bleibenden Deformation des Plagioklasgitters entsprechen. Auf diese Weise wurden die ursprünglichen Kristallteile von den jungen, sich verschmelzenden Lamellen allmählich verdrängt, bis der ganze Plagioklas in ein lamellenarmes oder nichtverzwillingtes Korn umgewandelt wurde (vgl. VANCE 1961, S. 1110; SMITH 1962, S. 258; VOGEL, 1964, S. 626f.).

b) Während metamorpher Prozesse sind die Plagioklase an An-Komponente verarmt, die verbliebenen Kationen änderten ihre Plätze im Gitter der Kristalle. Bekanntlich zeigen entkalkte Säume oder myrmekitisierte Bereiche der Plagioklase nur noch verwaschene oder überhaupt keine Zwillingslamellen (vgl. z.B.DRESCHER-KADEN 1969).

Die spärlich vorkommenden Altplagioklaszwillinge in Granitblastomylonit und den ihn durchschlagenden Gängen folgen vorwiegend dem Albitgesetz. Daneben kommen hie und da auch kombinierte Albit-Periklin-Zwillinge vor, während ausschließlich nach dem Periklingesetz verzwillingte Körner nur selten angetroffen werden können. Noch seltener sind Wachstumszwillinge nach dem Karlsbader oder Roc-Tourné-Gesetz.

Nach LAVES (1952, S. 546f.) hängt die Bildung von Druckzwillingen von der Al/Si-Verteilung in der Struktur der Feldspäte ab: Während in Analbit(D) Druckzwillinge leicht erzeugt werden können, ist dies beim Albit(O) kaum möglich. Anorthit, der bezüglich Al/Si-Verteilung bei allen Temperaturen in geordnetem Zustand vorliegt, kann mechanisch leicht verzwillingt werden (vgl. auch SMITH 1962, S. 256f.; BROWN 1962, S. 364).

Plagioklas II kommt nie in Zwillingen vor.

Junger Albit ist meist unverzwillingt, doch kommt er hie und da in einfachen Zwillingen vor oder zeigt wenige breite bis sehr dünne Lamellen, die vielfach innerhalb der Körner plötzlich aufhören, wobei ihre Enden eben, treppenförmig oder völlig unregelmäßig sein können. Manchmal setzt sich eine breite Lamelle als eine viel dünnere Lamelle fort, um nach einigem Abstand endgültig aufzuhören. Die Grenzen benachbarter Lamellen bzw. Zwillingsindividuen sind eben oder zeigen treppenartige Knicke, wobei die Verwachsungsfläche seitlich parallel verschoben wird. Die Form der Verwachsungsfläche einer Lamelle wird von derjenigen der anderen nicht beeinflußt. Allgemein

zeigen die verzwillingten Albite gleiche Eigenschaften mit den von VERNON (1965, S. 499ff.) ausführlich beschriebenen Plagioklaszwillingen aus mafitischen Gneisen von Broken Hill, New South Wales. Diese Zwillinge werden von VERNON wegen ihrer Ähnlichkeit mit künstlich erzeugten Zwillingen in Metallen für Wachstumszwillinge gehalten. Außerdem schließt die Struktur von Albit(O) nach LAVES (1952), wie bereits angeführt, die Bildung von Druckzwillingen aus. Als Zwillingsgesetz wurde bei den vorliegenden Albiten allein das Albitgesetz festgestellt.

Eine Frage, die viele verzwillingte Plagioklase in allen von mir untersuchten Gesteinen betrifft, ist die unterschiedliche Optik der Zwillingsindividuen bei einfachen bzw. der Lamellensysteme bei polysynthetischen Zwillingen sowie ihr ungleiches Verhalten gegenüber Umwandlungsprozessen. So zeigen z.B. die zwei Lamellensysteme vielfach verschiedene Auslöschungsschiefen und $2V_X$, ihre Projektionspunkte in den Plagioklasstereogrammen fallen nicht zusammen. Der "optische" An-Gehalt der zwei Lamellengruppen ist dementsprechend nicht gleich. In vielen Fällen ist das eine Lamellensystem deutlich stärker angewittert bzw. sericitisiert als das andere.

Nach WICKMAN & al. (1969, S. 210) sind die zwei Lamellensysteme in ihren Eigenschaften vermutlich nur ausnahmsweise identisch. Diese unter den Petrographen gut bekannte Erscheinung (vgl. z.B. REINHARD 1931, S. 94) geht nach VOGEL (1964, S.629) hauptsächlich auf zwei Gründe zurück: a) Die zwei Lamellensysteme sind chemisch unterschiedlich zusammengesetzt. b) Die Plagioklase sind nicht vollkommen verzwillingt.

4.2.5 Antiperthite

K-Feldspat-Plagioklas-Verwachsungen mit Plagioklas als vorherrschendes Wirtmineral, sind in mehreren Gesteinseinheiten vorhanden. In ebenem Schnitt erscheint die K-Feldspatphase in verschieden großen Täfelchen, Spindeln, Schläuchen oder völlig unregelmäßig gestalteten Gebilden, die in der Regel inhomogen im Plagioklaswirt verteilt sind. Statistisch liegt die Längsachse der K-Feldspatgebilde in vielen Fällen subparallel (010) oder (001) der Plagioklaswirte, d.h., die K-Feldspatphase ist vor allem an die Spaltrisse des Plagioklases gebunden. Mitunter häufen sich die K-Feldspatgebilde entlang Sprüngen der Plagioklase (vgl. TRÖGER 1969, II, S. 730); nicht selten sind überhaupt keine Flächen sichtbar, die mit der K-Feldspatphase in Zusammenhang stehen (s. SEN 1959, S. 492f.).

Kristallographisch sind beide Phasen in den vorliegenden Gesteinen meist - jedoch keineswegs immer - parallel orientiert. Demgegenüber hat SCHREYER (1958, S. 157) in Antiperthiten aus migmatischen Gesteinen von Vilshofen an der Donau stets gefunden, daß "Wirtskristall und Einlagerung die gleiche kristallographische Orientierung besitzen". Anscheinend hat Plagioklas in solchen Fällen dem jüngeren K-Feldspat seine kristallographische Orientierung diktiert (vgl. auch KÖHLER 1950, S. 59).

Mitunter zeigen die K-Feldspatgebilde in den von mir untersuchten Antiperthiten das Mikroklingitter oder sind perthitisiert.

Zwei verschiedene Wege werden allgemein für die Bildung der Antiperthite als wahrscheinlich betrachtet: a) Ein ternärer Feldspat mit Plagioklasvormacht entmischt sich in eine Plagioklas- und eine K-Feldspat-reiche Phase. Die K-Feldspatgebilde sind in derartigen Antiperthiten annähernd gleich groß und homogen über den Plagioklaswirt verteilt. Der Gehalt an K-Feldspat eines Plagioklases hängt in der Hauptsache von der Bildungstemperatur ab, vorausgesetzt, daß die Kristalle in einem K-Feldspathaltigen Milieu wachsen (SEN 1959, S. 488f.). b) Plagioklas wird von innen her durch K-Feldspat diffusiv-metasomatisch ersetzt. Diese Bildungsweise gilt vor allem dann als ziemlich sicher, wenn die Menge des K-Feldspats im Verhältnis zu der des Plagioklases groß ist, und die K-Feldspatgebilde unregelmäßig gestaltet und verteilt sind (vgl. KÖHLER 1950; DEER & al. 1963, IV; HUBBARD 1965; CARSTENS 1967; GRIFFIN 1969; VOGEL 1970).

Eine Reihe Antiperthite, die in Gesteinen des Arbeitsgebietes vorkommen, könnte durch Entmischung entstanden sein. So enthalten die Granodioritgesteine des S-Bereiches nur untergeordnet antiperthitische Plagioklase. Die K-Feldspatphase bildet wenige kleine, oft nahezu rechteckige Täfelchen. Im Gegensatz hierzu werden in den übrigen magmatogenen Gesteinen des untersuchten Gebietes immer wieder Antiperthite angetroffen, die aufgrund der oben angeführten Kriterien für diffusiv-metasomatischen Ursprungs gehalten werden können. Dafür spricht außerdem die Tatsache, daß es in vielen Fällen alle erdenklichen Übergänge gibt von Plagioklasen mit wenigen K-Feldspatgebilden über ausgesprochene K-Feldspat-Plagioklas-Symplektite bis zu K-Feldspatblasten, in denen nur noch wenige, optisch einheitlich orientierte Relikte eines Plagioklaskorns eingebettet sind. Auf diese Weise gewachsene K-Feldspäte sind des öfteren, wie bei Antiperthiten, mit dem Plagioklasgast kristallographisch nahezu gleich orientiert. Beispiele durch K-Feldspat stark korrodierter, zerlappter oder in mehrere Stücke zerlegter Plagioklase gibt es in einigen Ganggesteinen, namentlich aber in Granitblastomylonit (Abb. 49,50).

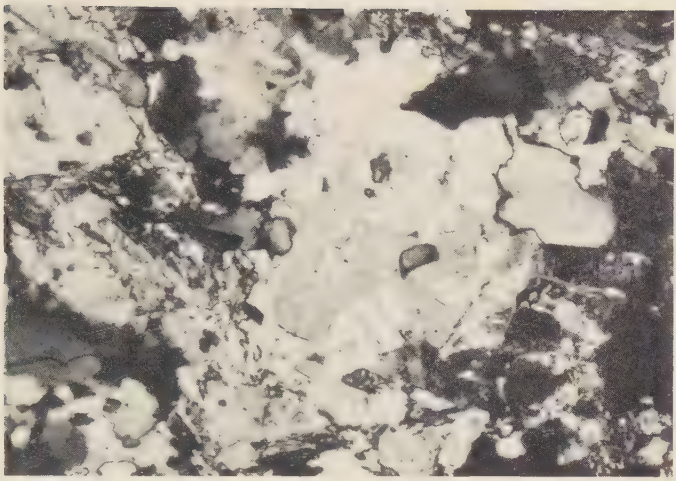


Abb. 49: Plagioklas (hell) wird durch K-Feldspat (hellgrau) verdrängt. Einzelne Plagioklasteile bleiben im K-Feldspat als Einschlüsse zurück. Quarzkörner (dunkelgrau), die ebenfalls in die K-Feldspatphase eingebettet sind, wurden vermutlich im Verlauf des Abbaues des Plagioklases aus freigesetztem SiO_2 gebildet.- Granitblastomylonit; Probe-Nr. 41, Dünnschl.-Nr. 5207 (0,77 x 0,55 mm, Nic. +).

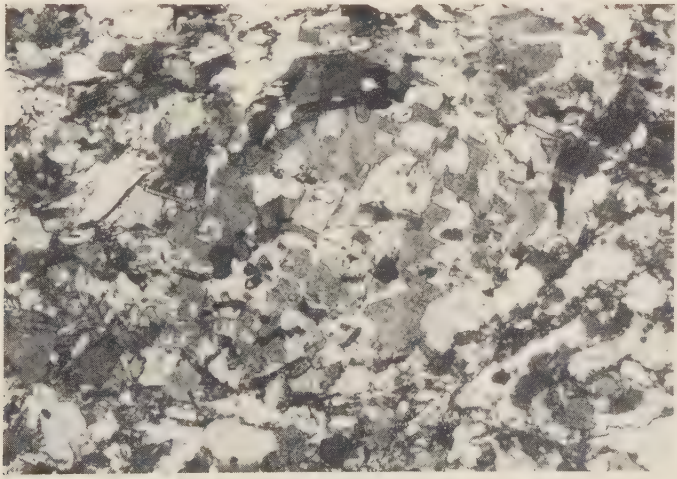


Abb. 50: Plagioklas (hell) wird durch K-Feldspat (grau) stark angegriffen und in verschieden große Teile aufgelöst, die einen Archipel im K-Feldspatwirt bilden. Daneben treten mehrere isometrische bis stengelige Quarze (überwiegend dunkel) auf, die sich anscheinend aus der verdrängten Plagioklasphase herleiten.- Granitblastomylonit; Probe-Nr. 41, Dünnschl.-Nr. 5207; Schnitt // ac (2,4 x 1,7 mm, Nic. +).

Allgemein können fast in allen von mir untersuchten Gesteinen Altplagioklase beobachtet werden, die mehr oder weniger von K-Feldspat angegriffen worden sind. K-Feldspat dringt hierbei korrodierend vom Rand, von Rupturen, Spalt- oder Zwillingsflächen aus ins Innere der Plagioklaskörner ein, ohne daß seine einzelnen Teile zunächst miteinander verbunden sind. Die Korrosionstätigkeit des K-Feldspats wurde mehrfach durch die Plagioklaskataklase gefördert. Es ist interessant, daß sowohl An-arme Oligoklase als auch An-reichere Andesine bis Labradorite gleich stark von K-Feldspat verdrängt werden können.

Plagioklas II kommt nie als Antiperthit vor, wogegen unregelmäßig gestalteter K-Feldspat bisweilen in jungem Albit eingelagert sein kann. Die Grenze des Albits gegen K-Feldspat ist in der Regel konvex, kristallographisch sind beide Minerale meistens parallel orientiert. Trotz der Ähnlichkeit zu den oben beschriebenen Antiperthiten, ist die K-Feldspatphase hier auf ganz andere Weise entstanden: Es handelt sich um Reste vorhanden gewesener K-Feldspäte, die vom Albit aufgezehrt wurden (vgl. DE JONG 1941, S. 96). Derartige K-Feldspateinschlüsse in Plagioklas werden von DRESCHER-KADEN (1969, S. 356,385ff.) als "Antiperthit 2. Art" bezeichnet.

4.2.6 Myrmekite

Vor allem in Granodiorit und Granodioritblastomylonit sowie in vielen Ganggesteinen sind Altplagioklase oder Teile von ihnen oftmals in Myrmekite umgewandelt: Sie zeigen die bekannten Quarzstengel, sind ziemlich entkalkt und lassen nur noch verschwommene oder gar keine Zwillingslamellen bzw. Wachstumszonen erkennen. Ihr An-Gehalt ist meist annähernd gleich mit dem niedrigsten An-Gehalt nichtmyrmekitisierter Altplagioklase einer Probe. Die Oberfläche der Myrmekite ist häufig eingebuchtet, im großen und ganzen ist sie jedoch in den meisten Fällen nach außen hin konvex.

Die im Querschnitt nahezu rundlichen, im Längsschnitt sichel-, S-, keulen- oder knochenförmigen Quarzstengel sind gewöhnlich radial angeordnet und stehen somit annähernd senkrecht auf der konvexen Oberfläche des Myrmekits; nicht selten sind sie nach außen hin vergabelt. In der Nähe des Randes kommen oft deutlich feinere Stengel als im Innern des Gebildes vor (Abb. 51). In einem Myrmekit sind die Quarzstengel insgesamt oder gruppenweise optisch gleich orientiert. Aneinanderliegende Myrmekite besitzen bisweilen gleich orien-

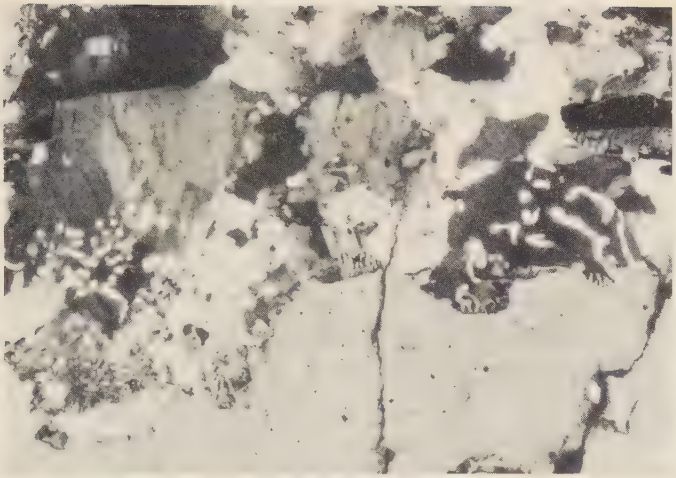


Abb. 51: Stark myrmekitisierte Altplagioklase am Rand eines K-Feldspatgroßkristalls. Zwischen diesem und den Altplagioklasen haben sich hie und da kleine, ebenfalls myrmekitische Plagicklas-II-Körner entwickelt.- Granodioritblastomylonit mit riesenkörnigen K-Feldspatporphyroklasten; Probe-Nr. 15, Dünnschl.-Nr. 4536b (2,9 x 2,1 mm, Nic. +).

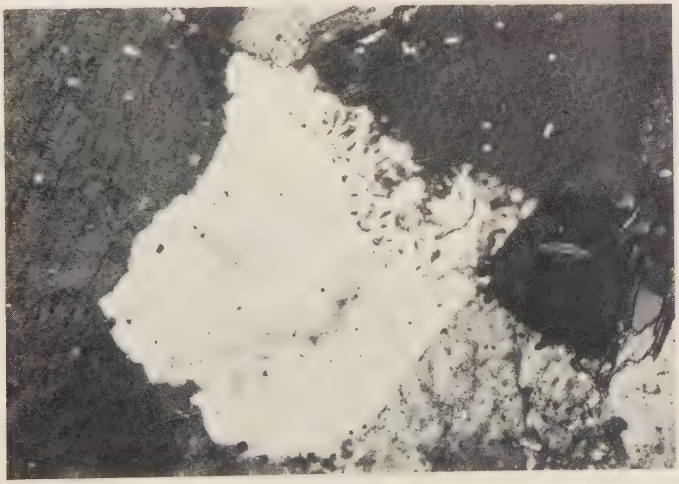


Abb. 52: Ein großes Plagioklaskorn hat im Grenzbereich zu K-Feldspat myrmekitische Quarzstengel entwickelt. Der myrmekitisierte Teil scheint vom heranwachsenden K-Feldspat teilweise aufgezehrt zu sein.- Mechanisch schwach beanspruchter Granodiorit; Probe-Nr. 30, Dünnschl.-Nr. 3597 (1,26 x 0,90 mm, Nic. +).

tierte, z.T. sogar gemeinsame Quarzstengel. Daneben erscheinen manchmal auch "Stengel", welche die Grenze der aneinanderliegenden Plagioklase nachzeichnen.

In den meisten Fällen werden myrmekitisierte Teile der Altplagioklase von K-Feldspat umgeben. Auch Myrmekite ohne benachbarten K-Feldspat sind mir hie und da begegnet, doch könnte es sich z.T. um einen Schnitteffekt handeln (Abb. 55). Warzenförmige Myrmekite, die vom Rand aus in große K-Feldspäte einzudringen scheinen, können oft beobachtet werden. Plagioklaseinschlüsse in K-Feldspat sind ebenfalls häufig myrmekitisiert. K-Feldspat ist stets jünger als diese Myrmekite: Er zehrt sie randlich, genauso wie nichtmyrmekitisierte Plagioklase, auf, dringt in sie hinein und löst sie in einzelne Teile auf, die nunmehr als Einschlüsse im K-Feldspat schwimmen. Wiederholt habe ich ziemlich große Altplagioklase beobachtet, deren in K-Feldspat eingebetteter, myrmekitisierter Teil korrodiert, verkleinert, aber nie ausgewachsen war (Abb. 52).

Häufig ragen die Quarzstengel fingerartig in den K-Feldspat, der offenbar die Plagioklasphase des Myrmekits selektiv verdrängt. In fortgeschrittenen Korrosionsstadien bleiben von den angegriffenen Myrmekitbereichen nur noch einzelne Quarzstengelteile im K-Feldspat erhalten (Abb. 53). Mitunter zwängt sich K-Feldspat zwischen Plagioklas und Quarzstengel, die somit aus ihrem Myrmekitverband herausgeschält werden. In vielen Fällen liegen die Stellen, an denen die Quarzstengel in den K-Feldspat münden, etwas tiefer als die anliegenden Plagioklasbereiche (Abb. 54) - Quarz scheint als erster der K-Feldspatkorrosion anheimgefallen zu sein (vgl. RIEDERER 1965). Doch könnte dieses Bild auch primären Ursprungs sein, d.h., K-Feldspat besetzt die äußeren Teile der nicht vollkommen durch SiO_2 ausgefüllten Korrosionsschläuche. Solch eine Deutung stimmt gut mit dem von FISCHER (in SCHREYER 1958, S. 156) gegebenen Modell der Myrmekitgenesis überein.

Obige Beobachtungen decken sich im großen und ganzen mit denen vieler Petrographen (vgl. z.B. DRESCHER-KADEN 1948, 1969; SCHREYER 1958). Mehrere Autoren haben hingegen in den von ihnen untersuchten Gesteinen festgestellt, daß Myrmekit eindeutig den K-Feldspat verdrängt (vgl. z.B. PARASKEVOPOULOS 1953, RIEDERER 1965).

SCHREYER (1958) hat in kristallinen Gesteinen von Vilshofen im südlichen Bayerischen Wald festgestellt, daß Myrmekit und angrenzen-

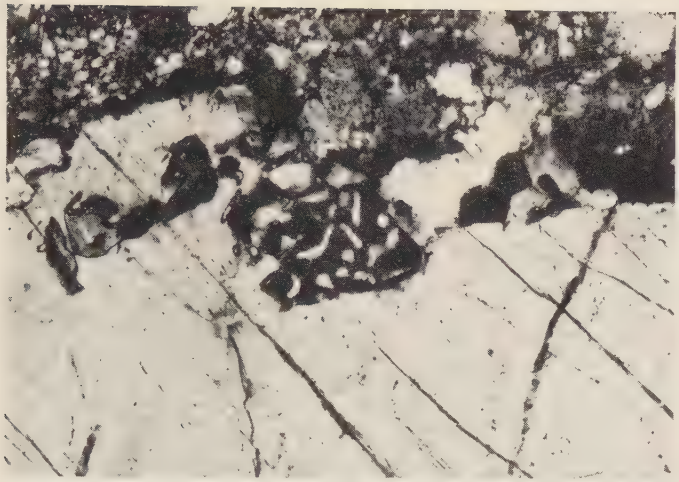


Abb. 53: In den Randbereich eines großen K-Feldspats sind myrmekitisierte, vom K-Feldspat weitgehend verdrängte und in einzelne Teile aufgelöste Plagioklase eingebettet. Überreste der Quarzstengel der Myrmekite liegen nur noch als Einschlüsse im Wirtkristall vor.- Granodioritblastomylonit; Probe-Nr. 6, Dünnschl.-Nr. 4222 (0,93 x 0,66 mm, Nic. +).

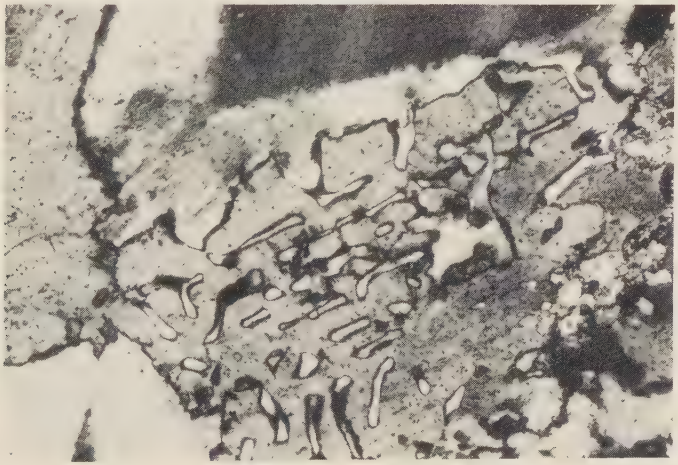


Abb. 54: Die Quarzstengel am Rand des myrmekitisierten Plagioklases scheinen stärker vom K-Feldspat verdrängt zu sein als die anliegenden Plagioklasbereiche. K-Feldspat ist auch noch ins Innere des Myrmekits eingedrungen, wo er kleine Teile des Plagioklases und der Quarzstengel eingeschlossen hat.- Granodioritblastomylonit; Probe-Nr. 10, Dünnschl.-Nr. 4200 (0,48 x 0,34 mm, Nic. +).

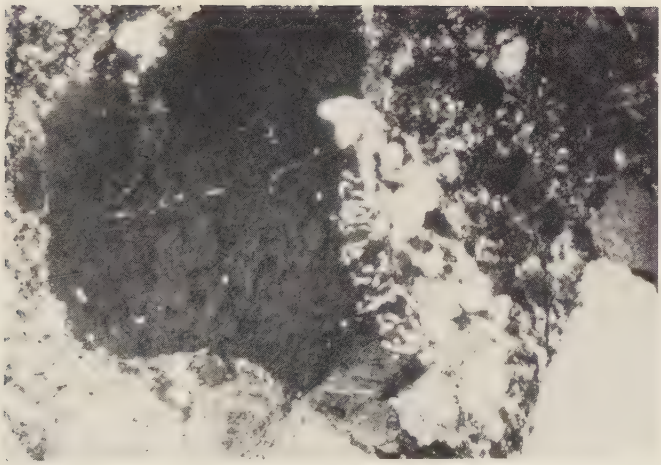


Abb. 55: Am Randbereich eines Plagioklasporphyroklasten haben sich myrmekitische Quarzstengel gebildet, ohne daß ein größeres K-Feldspatkorn in der Nähe erscheint. K-Feldspat kommt nur ganz untergeordnet zwischen dem Plagioklas und dem anliegenden rekristallisierten Quarz vor.- Granodioritblastomylonit; Probe-Nr. 15, Dünnschl.-Nr. 4536a (2,7 x 1,9 mm, Nic. +).

der K-Feldspat kristallographisch immer unterschiedlich orientiert sind, während sich an orientiert verwachsenen Altplagioklasen und K-Feldspäten keine Myrmekite entwickelt haben. Aufgrund dieser Beobachtung sowie der Tatsache, daß mit K-Feldspat kristallographisch gleich orientierte Plagioklase, im Gegensatz zu den Myrmekiten, randlich stark ausgelaugt sind, hat SCHREYER ein Modell für die Entstehung der Myrmekite aufgestellt.

Anders als SCHREYER habe ich in Eruptiva des Kavala-Gebietes und des Symvolon-Gebirges auch Myrmekite beobachtet, die in bezug auf den angrenzenden K-Feldspat bzw. die antiperthitischen K-Feldspateinlagerungen kristallographisch identisch oder fast identisch orientiert waren. Andererseits finden sich Plagioklaseinschlüsse in K-Feldspat, die quer zum Kristallgerüst ihres Wirtes liegen und dennoch nicht myrmekitisiert sind. Träfe obige Ansicht SCHREYERs zu, würde man erwarten, daß diejenigen Plagioklase am leichtesten myrmekitisiert werden, deren Gitter von dem des angreifenden K-Feldspats am stärksten abweichend orientiert ist und umgekehrt. Dies ist aber durchaus nicht der Fall. Offenbar entstehen dann Myrmekite, wenn bestimmte, noch weitgehend unbekannte Voraussetzungen erfüllt sind (vgl. DRESCHER-KADEN 1969, S. 216,218; PHILLIPS 1974).

Im Gegensatz zum Granodiorit bzw. Granodioritblastomylonit sowie zu den leukokraten Ganggesteinen, die ziemlich reich an myrmekitisierten Altplagioklasen sind, kommen Myrmekite in Granitblastomylonit nur hie und da vor. Nichtsdestoweniger gibt es in mehreren Granitblastomyloniten zahlreiche Plagioklase, die von Quarz kräftig durchlöchert worden sind. In diesen ist Quarz meist gedrungen und eckig, man kann aber fließende Übergänge bis zu Plagioklas-Quarz-Symplektiten mit allen Merkmalen echter Myrmekite finden.

Plagioklas II läßt meist, selbst bei 1000facher Vergrößerung, keine Quarzstengel erkennen. Allein in größeren Körnern sind manchmal sehr dünne, optisch gleich orientierte, fächerförmig angeordnete Quarzschläuche sichtbar. Diese stehen annähernd senkrecht auf der Kornoberfläche, in deren Nähe sie sich auch verzweigen können. Es ist daher sehr wahrscheinlich, daß aller Plagioklas II als Mikro- bzw. Kryptomyrmekit ausgebildet ist.

Plagioklas II ist stets an K-Feldspat gebunden, in den er vom Rand, von Sprüngen, Grenzflächen eingeschlossener Minerale, mitunter auch von Spaltrissen aus eindringt (Abb. 57). Grenzflächen zwischen

K-Feldspat und Altplagioklas bleiben gewöhnlich frei von Plagioklas II. Dennoch entwickelt sich ab und zu auf solchen Flächen eine Schicht aus zahlreichen Plagioklas-II-Körnchen, die mit dem Altplagioklas optisch gleich orientiert sein können; es hat dann den Anschein, als ob Altplagioklas weitergewachsen wäre (Abb. 51). Derartige Plagioklas-II-Schichten lassen sich unter Umständen von den ähnlich aussehenden Auslaugungssäumen der Altplagioklase aufgrund der von SCHREYER (1958, S. 162) aufgestellten Kriterien unterscheiden. In vielen Fällen sind indes die kleinen Körner untereinander und zum angrenzenden Altplagioklas optisch deutlich unterschiedlich orientiert, so daß sie als Plagioklas II identifiziert werden können (Abb. 56,65).

In bezug auf den angrenzenden K-Feldspat ist Plagioklas II kristallographisch meist abweichend orientiert; entgegen der SCHREYERschen Regel wurden jedoch, ebenfalls wie bei myrmekitisierten Altplagioklasen, hie und da orientiert verwachsene K-Feldspat- und myrmekitische Plagioklas-II-Körner angetroffen. An der Grenze der K-Feldspat- zur Plagioklasphase der Antiperthite hat sich nur äußerst selten Plagioklas II gebildet.

Plagioklas II bildete sich zum größten Teil spätdeformativ in bezug auf B_2 (s. 3.2). Denn er umgibt durch diese Tektonik in Linsen, Augen oder stark ausgewalzte Gebilde umformte K-Feldspatkörner oder siedelt sich auf deren Sprüngen bzw. zwischen ihren auseinander gebrochenen Teilen an, während er selbst mechanisch kaum beansprucht ist. Syndeformativer Quarz, der in Bahnen die mechanisch bearbeiteten K-Feldspäte bzw. ihre abgebrochenen Teile umfließt, verheilt keine Risse von Plagioklas-II-Haufen, in seinen Körnern finden sich nie Plagioklas-II-Einschlüsse - Plagioklas II, der zwischen Quarz und kataklastischen K-Feldspat eingeschaltet ist, bildete sich nach der Rekristallisation des Quarzes (Abb. 159). Andererseits ist Plagioklas II z.T. älter als viele, ebenfalls spätdeformative Minerale, wie etwa Muscovit oder junger Albit (s. Tab. 12,15,18).

Die von mir hier beschriebene junge Plagioklasgeneration entspricht offenbar den als "junges Albit-Korngefüge", "postmikrokliner Myrmekit" oder "Myrmekit II" in der petrographischen Literatur bekannten jungen An-armen Plagioklasen (vgl. z.B. DRESCHER-KADEN 1948, 1969; SCHREYER 1958; RIEDERER 1965). Derartige Plagioklase gelten allgemein als genetisch verwandt mit der Albitphase der Perthite. Während aber viele Autoren sie als die aus K-Feldspat entmischte

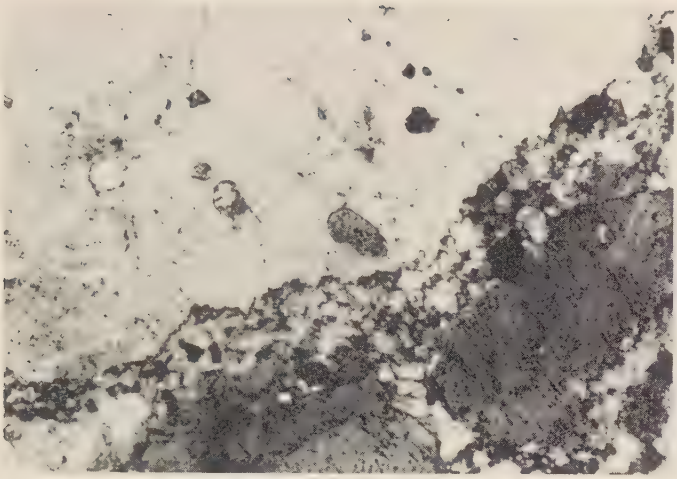


Abb. 56: Eine Schicht aus xenomorphen, untereinander optisch unterschiedlich orientierten Plagioklas-II-Körnchen hat sich zwischen Altplagioklase (dunkel) und K-Feldspat eingeschaltet.- Leukokrates Ganggestein; Probe-Nr. 53, Dünnschl.-Nr. 4198 (1,8 x 1,3 mm, Nic. +).

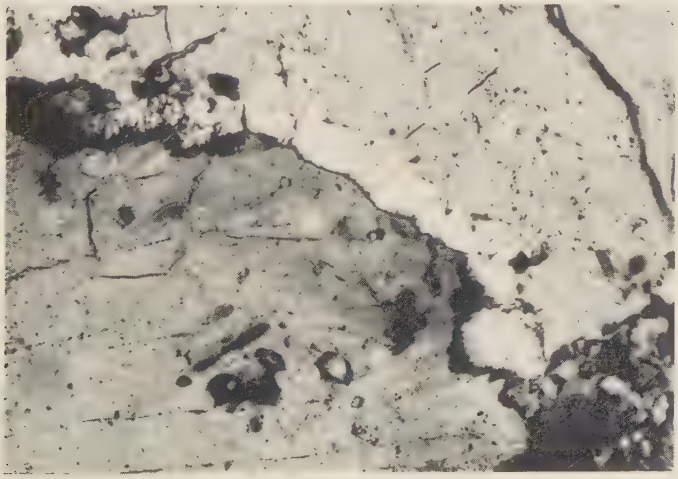


Abb. 57: Plagioklas II greift von der Intergranulare zweier K-Feldspäte aus ins Innere der Kristalle vor. Hie und da läßt er dünne Quarzstengel erkennen.- Mechanisch schwach beanspruchter Granodiorit; Probe-Nr. 31, Dünnschl.-Nr. 3633 (0,47 x 0,34 mm, Nic. +).

Albitkomponente betrachten, deuten sie andere Forscher als eine jüngere Plagioklasphase, die K-Feldspat metasomatisch verdrängt. Unabhängig von seiner Entstehungsweise unterscheidet sich Plagioklas II sowohl in Form wie in Orientierung in bezug auf den K-Feldspatwirt deutlich von der Albitphase der Perthite. Dies ist eine Folge der An-Komponente von Plagioklas II, die bei Perthiten unbedeutend ist. Gerade wegen des höheren An-Gehaltes wird Plagioklas II leichter angewittert und sieht daher ziemlich trüb aus, während Perthitalbit in der Regel wasserklar ist. Die Hauptmasse von Plagioklas II ist offenbar jünger als Entmischungsperthite, jedoch annähernd gleich alt oder älter als metasomatisch K-Feldspat verdrängende Perthitlamellen (vgl. 4.3.6).

In den untersuchten Gesteinen des Arbeitsgebietes kommt Plagioklas II in wechselnder Menge vor. Besonders reichlich ist er in blastomylonitisch verformten Granodioriten sowie in manchen leukokraten Ganggesteinen vertreten, wo er wiederholt eine dicke Hülle am Rand größerer K-Feldspäte bildet. In extremen Fällen entsteht ein Pflaster aus winzigen Plagioklas-II-Körnchen, in dem hie und da nur noch wenig reliktischer K-Feldspat übrigbleibt. Stößt Plagioklas II bei seinem Wachstum auf verschiedene Einschlüsse des K-Feldspats, wie z.B. Apatitnadeln, Hornblenden oder Quarzstengel aufgelöster Altplagioklasmyrmekite, so umschließt er sie. Kleine K-Feldspatkörner oder zwickelfüllende K-Feldspatsubstanz werden von Plagioklas II ebenfalls üppig durchwuchert. Bei so großen Plagioklas-II-Beträgen im Verhältnis zu K-Feldspat ist die verdrängende Natur des Plagioklas II eindeutig. Die zum Aufbau seiner An-Komponente nötige Menge an Ca bezieht Plagioklas II hauptsächlich aus Altplagioklas.

Junger Albit ist mir nie als Myrmekit begegnet.

4.2.7 Granophyrische Plagioklas-Quarz-Verwachsungen

wurden nur in einem aplitischen Ganggestein (Probe-Nr. 75) angetroffen. Sie beschränken sich auf den Rand größerer, mit Quarz ebenfalls granophyrisch verwachsener K-Feldspäte. Die Quarzstengel unterscheiden sich in Form und Größe kaum von denjenigen der anliegenden K-Feldspatkörner (vgl. 4.3.7). Die Plagioklas- ist allem Anschein nach älter als die Quarzphase, eindeutig auch älter als die benachbarten K-Feldspäte (Abb. 58,59).

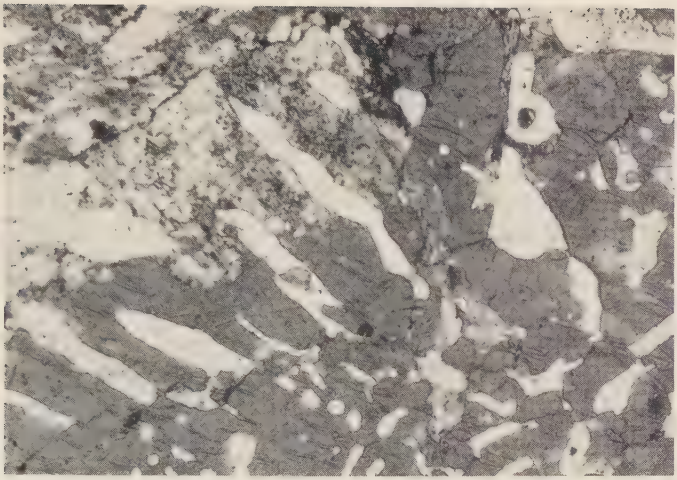


Abb. 58: Granophyrische Quarzstengel am Randbereich eines großen K-Feldspats greifen auf einen anliegenden myrmekitisierten Plagioklas über.- Leukokrates Ganggestein (Aplit bis Pegmatit); Probe-Nr. 75, Dünnschl.-Nr. 3614 (2,1 x 1,5 mm, Nic. +).

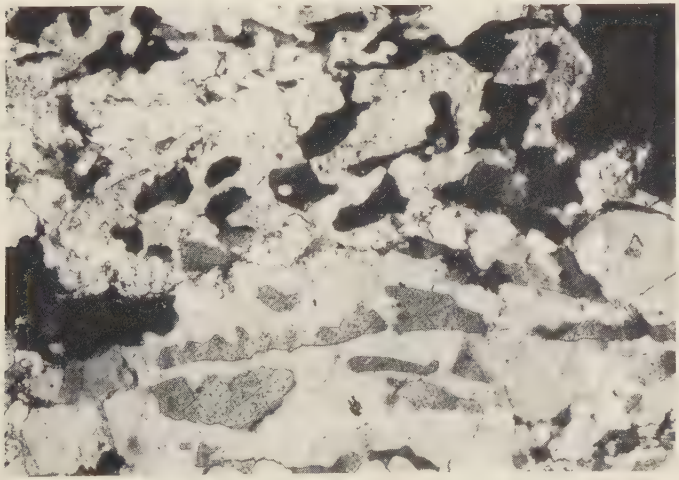


Abb. 59: Granophyrische Quarz-Plagioklas-Verwachsungen (oberer Bildteil) am Rand eines großen K-Feldspats mit granophyrischen Quarzstengeln. Es entsteht der Eindruck, daß Plagioklas (hell) die ältere Phase ist. Denn er wird in einzelne Stücke aufgelöst, die nicht selten in den Quarz eingebettet sind. Selbst ein kleiner Plagioklaseinschluß im K-Feldspat (hellgrau, unterer Bildteil) wird von einem großen Quarzstengel (dunkelgrau) umschlossen.- Leukokrates Ganggestein (Aplit bis Pegmatit); Probe-Nr. 75, Dünnschl.-Nr. 3614 (3,2 x 2,3 mm, Nic. +).

4.2.8 Zirkon- und Apatiteinschlüsse

Auffallend sind in mehreren Plagioklasen der vorliegenden Eruptiva kleine Zirkon- und Apatitprismen sowie -nadeln. Diese sind oft nur in einigen inneren oder randlichen Partien bzw. Zonen der Wirtkristalle angereichert, während sie in anderen Bereichen derselben Plagioklase vollkommen fehlen können.

Der Länge nach liegen die dünnen Kriställchen kreuz und quer im Wirtplagioklas, doch können manchmal parallel zu den Schalengrenzen zonargebauter Plagioklase ausgerichtet sein, im Gegensatz zum Kern, wo sie stets ungeregelt eingelagert sind. Hie und da werden außerdem Apatit- und Zirkonnadeln angetroffen, die in Ebenen parallel zu den Zwillingsgrenzen primärer Zwillinge liegen.

In bezug auf das Plagioklasgitter ungeregelte Einschlüsse weisen offenbar auf schnelles Wachstum der Plagioklase hin, im Gegensatz zu geregelten, welche die notwendige Zeit hatten zu rotieren, um sich an die Oberfläche des wachsenden Wirtkristalls anzulegen (vgl. KRAUS 1963, S. 356). Andererseits zeigt das Fehlen eines s_i, welches durch Zirkon- und Apatiteinschlüsse markiert sein könnte, daß die zur Zeit der Plagioklaskristallisation herrschenden Kräfte nicht imstande waren, die in der Schmelze schwebenden Apatite und Zirkone einzuregeln.

4.2.9 An-Gehalt, metamorphe Fazies, Umwandlung

Der An - Gehalt der Plagioklase schwankt in allen Eruptivgesteinen des untersuchten Gebietes ziemlich stark. Nicht nur zwischen Plagioklasen aus verschiedenen Proben eines Gesteins, sondern auch zwischen Körnern eines einzigen Dünnschliffs sind An-Gehaltsunterschiede vorhanden. Selbst innerhalb ein und desselben Korns variiert mitunter der An-Gehalt erheblich. Zwei Gründe sind daran schuld:

a) Unterschiedliche PTX-Zustände während der Kristallisation der Plagioklase.

b) Sekundärer, nicht einheitlicher Ca-Verlust der Gesteine oder der einzelnen Plagioklaskörner.

Ändern sich die Kristallisationszustände, so können neben den verschieden zusammengesetzten, selbständigen Plagioklaskörnern auch noch zonargebaute Kristalle entstehen (Abb. 47,152,153,154,155,186,193). Über die Art und Weise, wie sich zonargebaute Plagioklase bilden,

sind mehrere Modelle aufgestellt worden (s. z.B. VANCE 1962, 1965; AUGUSTITHIS 1963; RICHTER 1965; PRINGLE & al. 1974).

Im Verlauf retrograder metamorpher Prozesse entstanden vielfach Plagioklaskörner oder -kornteile, die immer noch ziemlich An-reich sind, also einer niedrigeren Stufe der Amphibolitfazies angehören. Doch wurde in den meisten Fällen die Grenze Grünschiefer-/Amphibolitfazies während ihrer Deformation um B_2 mehr oder minder unterschritten. Stark entkalkte Plagioklasbereiche sowie neuentstandener Albit bis An-armer Oligoklas, die mit Epidot, Chlorit oder Muscovit vergesellschaftet sind, ordnen den Metamorphosegrad ihrer Wirtgesteine dem Bereich der Grünschieferfazies zu (vgl. 7.).

Plagioklas II ist gewöhnlich ein An-armer Oligoklas.

Sind Plagioklaskörner sekundär inhomogen entkalkt worden, so erscheinen beim Drehen des Mikroskoptisches unregelmäßig gestaltete, meist buchtige Gebiete höheren An-Gehaltes, die allmählich in Partien niedrigeren An-Gehaltes übergehen und welche vielfach einen Zonarbau vortäuschen. Periphere Kornteile sind gewöhnlich deutlich stärker entkalkt als innere Partien. Ebenfalls intensiv entkalkt werden die Plagioklase entlang Sprüngen; es entstehen dabei Bilder, die oft an gespaltene Kerne erinnern (Abb. 60). Hüllen ursprünglich zonargebauter Plagioklase sowie Zwillingslamellen treten in stärker entkalkten Kristallteilen nur noch verschwommen hervor oder sind gänzlich verschwunden. Besonders auffallend sind z.T. recht breite, lamellenfreie Auslaugungssäume, die ohne scharfe Grenzen in die lamellierten, zentralen Teile der Körner übergehen. Ziemlich entkalkt sind gewöhnlich auch noch myrmekitisierte Bereiche der Plagioklase (vgl. 4.2.6).

Ca-Verlust wird offenbar von Diffusionsvorgängen und Gitterumstellungen begleitet. Diese werden vermutlich durch hydrothermale Lösungen unter geänderten PTX-Zuständen bedingt, da Diffusionen in Plagioklas in trockenem Zustand nach GOLDSMITH (1952) aus theoretischen Gründen äußerst schwierig vor sich gehen können.

Plagioklase in lebhaft blastomylonitisch verformten Gesteinspartien werden allgemein durchgreifender entkalkt als Körner in geschonten Gesteinsbereichen. Im Raum südlich der kristallinen Kalkzüge nimmt der sekundäre Ca-Verlust der Plagioklase vom Kavala-Gebiet nach SW zu, so daß die am stärksten entkalkten Körner im Bereich um Loutra Eleftheron anzutreffen sind. Dies wird am Beispiel der Granodioritplagioklase einleuchtend: Im W-Teil des Arbeitsgebietes (W-Kartenhälfte) beträgt ihr mittlerer An-Gehalt 24,8 Mol.-%, im E-Teil hin-

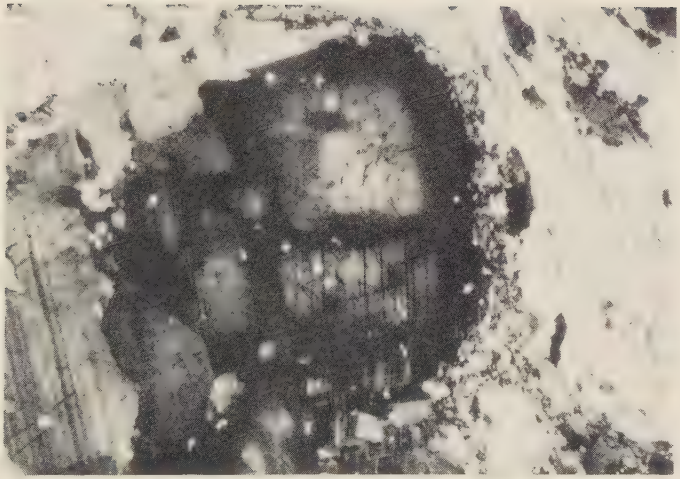


Abb. 60: Vom Rand und von Sprüngen aus wird das mechanisch beanspruchte Plagioklaskorn entkalkt. Dadurch wird ein in mehrere Teile gespaltener Kern vorgetäuscht.- Granodioritblastomylonit; Probe-Nr. 8, Dünnschl.-Nr. 4197 (3,7 x 2,6 mm, Nic. +).

gegen (E-Kartenhälfte) 28,7 Mol.-%. A:P ist hierbei im Granodiorit bzw. Granodioritblastomylonit beider Teilgebiete praktisch gleich.

In Gesteinen aus dem durchweg stark entkalkten Bereich nördlich der kristallinen Kalkzüge können nur selten bedeutende An-Gehaltsunterschiede innerhalb ein und desselben Plagioklaskorns festgestellt werden - anscheinend werden An-Gehaltsunterschiede bei fortgeschrittenem Ca-Verlust eingeebnet.

Angesichts des bei fast allen Proben der untersuchten Gesteine festgestellten schwachen bis starken, sekundären Ca-Verlustes der Plagioklase dürften deren primäre An-Gehalte bei den einzelnen Gesteinsgruppen insgesamt höher gelegen haben als die ermittelten.

Aus CaO, Al_2O_3 und SiO_2, die infolge Abbaues der An-Komponente der Plagioklase freiwerden, können sich unter geeigneten Umständen Epidot, Titanit, Muscovit und Quarz bilden, wie folgende, stark vereinfachte Summengleichung den Umwandlungsprozeß zu umreißen versucht:

$$\underbrace{40\ CaAl_2Si_2O_8 + 60\ NaAlSi_3O_8}_{\text{Plagioklas mit 40 Mol.-\% An}} + \underset{\text{K-Feldspat}}{13\ KAlSi_3O_8} + 2\ Fe_2O_3 + 8\ TiO_2 + 16\ H_2O$$

$$\longrightarrow \underbrace{20\ CaAl_2Si_2O_8 + 60\ NaAlSi_3O_8}_{\text{Plagioklas mit 25 Mol.-\% An}} + \underset{\text{Muscovit}}{13\ KAl_3Si_3O_{10}(OH)_2} + \underset{\text{Titanit}}{8\ CaTiSiO_5}$$

$$+ \underbrace{2\ Ca_2AlAl_2Si_3O_{12}(OH) \cdot 4\ Ca_2Fe^{3+}Al_2Si_3O_{12}(OH)}_{\text{Epidot mit 33,3 Mol.-\% Klinozoisit}} + \underset{\text{Quarz}}{14\ SiO_2}$$

Der in der Reaktion erscheinende K-Feldspat entstammt anscheinend teils benachbarten K-Feldspatkörnern, teils dem K-Feldspatanteil der Plagioklase selbst. Plagioklaseinschlüsse in K-Feldspat werden in der Regel stärker sericitisiert als extern liegende (vgl. ESKOLA 1939, S. 389; ANDREATTA 1954, S. 354-356). Schwach bis stark sericitisierte Plagioklase kommen hie und da in allen untersuchten Gesteinen vor. Insbesondere in Granitblastomylonit sind durch Sammelkristallisation recht große Muscovitblätter entstanden, die vielfach nahezu das gesamte Plagioklaskorn ersetzen.

Fe_2O_3 und TiO_2 leiten sich vor allem aus Biotit, Amphibol, bisweilen auch aus Erzen ab (s. LEAKE 1965, S. 305). Nicht selten wird ein Teil des Al_2O_3 zur Bildung von Chlorit verbraucht. Fe^{2+} und Mg werden hierbei ebenfalls von (Fe,Mg)-haltigen Silikaten geliefert. Sehr oft dient die An-Komponente der Altplagioklase zum Bau eines An-ärmeren Plagioklas II. Dieser wird in der Regel nur schwach entkalkt und sericitisiert.- Vgl. auch 4.4.7.

4.3 K-Feldspat

ist mitbestimmender, oft auch vorherrschender Hauptgemengteil der meisten magmatogenen Gesteine des Arbeitsgebietes.

4.3.1 Form, mechanische Deformation, Regelung

In mechanisch schwach beanspruchten Gesteinsbereichen breitet sich K-Feldspat amöbenartig zwischen verschiedene ältere Minerale aus, dringt verdrängend in sie ein oder bildet Nester aus kleinen, aneinanderliegenden, xenomorphen Körnern (vgl. 4.2.5 und 4.2.6). Mit steigender Korngröße nimmt die Eigengestalt zu, so daß K-Feldspatgroßkristalle mit bloßem Auge in der Regel wie vollidiomorph wirken, wenn sie auch u.d.M. stets stark wachstumsbehinderte, lappige oder schartige Ränder aufweisen.

In heftig durchbewegten Gesteinen, insbesondere Granitblastomylonit, wurden K-Feldspatkörner je nach Deformationsgrad mehr oder weniger in ab und b des Gefüges gedreht und ausgedehnt, wiederholt auch zersprungen oder in einzelne Teile auseinandergerissen, während ihre Ränder weitgehend abgerundet und geglättet sind. Große K-Feldspatporphyroklasten sind oft in viele aneinanderliegende Stücke zerteilt, die nunmehr kristallographisch uneinheitlich orientiert sind. Im Vergleich zum Plagioklas reagiert K-Feldspat auf Streß allgemein wesentlich plastischer, so daß Körner mit verbogenen Spaltrissen, Zwillings- und Perthitlamellen immer wieder zu finden sind.

In ac sehen verformte K-Feldspatkörner gewöhnlich wie gedrungene Linsen bis kurz ausgeschwänzte Augen (Abb. 159), in bc hingegen wie schlanke, an beiden Enden mit einem langen, dünnen, nicht selten in mehrere Teile auseinandergerissenen Schwanz versehene Spindeln aus (Abb. 151). In bc-Schnitten können vielfach auch noch boudinierte Körner bzw. hintereinanderliegende K-Feldspatlinsen beobachtet werden, die rosenkranzähnliche Bilder liefern.

Ist das Gestein stark durchbewegt, so können von den einstigen K-Feldspatkörnern nur noch lange, schmale, lebhaft ausgewalzte Bänder übrigbleiben, die in ab und b des Gefüges ausgerichtet sind. Dermaßen mechanisch deformierte K-Feldspäte liegen bevorzugt mitten in Quarzbahnen (s. 4.1), d.h., sie werden nur selten von Biotit, Hornblende oder Altplagioklas umgeben. Zwischen Quarz und K-Feldspat schaltet sich jedoch des öfteren eine dünne bis dicke Plagioklas-II-

Schicht ein (Abb. 159). Nicht selten werden K-Feldspatlinsen und -bänder derart kräftig von Plagioklas II aufgezehrt, daß ein symplektitisches K-Feldspat-Plagioklas-II-Gewirr zustande kommt (vgl. unter "Plagioklas II" in 4.2.6). Demgegenüber zeigen mechanisch überformte K-Feldspatkörner in der Regel glatt geschliffene Oberflächen an Stellen, die unmittelbar von unter Streß gewachsenem Quarz berührt werden.

Mechanisch deformierte K-Feldspäte löschen stark undulös bzw. nach Feldern aus; doch kann unruhige Auslöschung auch noch durch unterschiedliche Triklinität der einzelnen Kristallteile bedingt sein, so daß sie ebenfalls bei nur unwesentlich beanspruchten K-Feldspatkörnern angetroffen wird. Ist allerdings ein stark undulös auslöschendes K-Feldspatkorn überall einheitlich triklinisiert, so geht die undulöse Auslöschung allein auf das mechanisch verformte Kristallgitter zurück.

In lebhaft durchbewegten Gesteinsbereichen liegt die Verwachsungsfläche nach dem Karlsbader Gesetz verzwillingter K-Feldspäte (bzw. die (010)-Fläche) statistisch in ab, ihre Längsachse (meistens a) fast ausnahmslos in b des Gefüges (Abb. 150,151,163). In mechanisch schwach beanspruchten Gesteinen sind die K-Feldspäte in bezug auf die Gefügekoordinaten wesentlich schlechter geregelt, mitunter sogar völlig ungeregelt.

4.3.2 Farbe

Abgesehen von spärlichen rosafarbenen K-Feldspäten, die in Granodiorit bzw. Granodioritblastomylonit vorkommen, sehen K-Feldspatkörner mit bloßem Auge weiß bis blaßgrau aus. U.d.M. erscheinen sie stets farblos, wasserklar bis leicht getrübt.

4.3.3 Zwillinge

Großkalifeldspäte sind in der Regel nach dem Karlsbader Gesetz verzwillingt, wobei die Verwachsungsflächen meistens gerade verlaufen, bisweilen jedoch krumm sind oder stufenweise ineinandergreifen. Kleine Körner können manchmal ebenfalls nach diesem Gesetz verzwillingt sein, doch weisen sie fast ausnahmslos ebene Verwachsungsflächen. Bavenoer Zwillinge sind mir nur selten begegnet.

Engschariges Mikroklingitter (Albit- + Periklingesetz) zeigt nur

ein Teil der K-Feldspäte in den mit dem U-Tisch untersuchten Dünnschliffen. Mitunter ist ein derartiges Gitter nur auf kleine Bereiche der K-Feldspatkörner beschränkt. Viel häufiger sind Körner mit unscharf ausgeprägtem oder ziemlich weitmaschigem Gitter. Im letzteren Fall sind meist nur wenige breite Lamellen sichtbar, so daß der Kristall praktisch ungegittert erscheint, vor allem dann, wenn die Körner zu klein sind. Manchmal wird bei weitmaschig verzwillingten Körnern ein Zonarbau vorgetäuscht. Auch kleine Körner, die überhaupt keine Zwillingslamellen zeigen, sind in vielen Fällen als Bestandteile einer einzigen Lamelle eines weitestmaschigen Gitters aufzufassen (sogenannte "einfache Mikrokline", s. z.B. KÖHLER 1950, S. 58), wie dies die großen Auslöschungsschiefen bestätigen.

Große Einkristallbereiche, die offenbar dem Zustand des Maximum-Mikroklins MACKENZIE's (1954) entsprechen bzw. ihm naheliegen, entstehen nach GOLDSMITH & al. (1954b) durch eine Art orientierter Re- oder Sammelkristallisation, wobei jeweils nur eine der vier Zwillingspositionen des Mikroklingitters begünstigt wird (vgl. auch LAVES 1950, 1952, 1955).

In einer Reihe Dünnschliffen ist kaum ein gegittertes Korn zu finden, obwohl sich die K-Feldspäte aufgrund ihrer optischen Eigenschaften als Mikrokline identifizieren lassen.

Es zeigt sich also, daß K-Feldspat in den untersuchten Gesteinen sowohl als gegitterter wie auch als nichtgegitterter Mikroklin vorliegen kann.

4.3.4 Auslöschungsschiefe

X´/a auf (001) schwankt zwischen 0° und 19°, wobei die meisten Werte im Bereich 13-17° liegen. Wiederholt wurden, selbst innerhalb eines einzigen Korns, beträchtlich variierende Werte ermittelt. Solche Körner löschen stets stark unruhig bzw. nach Feldern aus. Die Auslöschungsschiefe X´/a auf (001) nimmt bekanntlich mit steigender Triklinität des K-Feldspatgitters zu und kann als ein Maß für diese benutzt werden (s. TRÖGER 1969, II, S. 696 und die dort zitierte Literatur). Die von mir gefundenen Auslöschungsschiefen entsprechen demnach in ihrer Mehrheit weitgehend triklinisierten K-Feldspäten (vgl. PARASKEVOPOULOS 1953).

An einzelnen Großkalifeldspäten aus nachstehenden Granodiorit- bzw. Granodioritblastomylonit- und Granitblastomylonit-Proben wurde

die Triklinität $\Delta = 12{,}5(d_{131} - d_{1\bar{3}1})$ (GOLDSMITH & al. 1954a) röntgenographisch bestimmt:

Probe-Nr.	Δ	Probe-Nr.	Δ
1	0,00	15	0,00-0,84
6	0,00-0,83	17	0,80
8	0,83	28	0,78
14	0,00-0,10	52	0,00-0,47

Obwohl hierbei nur wenige Großkristalle aus jeder Probe untersucht wurden, scheinen die Ergebnisse mit den optisch erhaltenen gut übereinzustimmen; z.T. tritt auch die große Variationsbreite der Triklinitätswerte innerhalb der einzelnen Proben deutlich hervor.

Nach ihrer Triklinität und der damit zusammenhängenden Auslöschungsschiefe entsprechen die vorliegenden K-Feldspäte verschiedenen Übergangsgliedern von Orthoklas nach Maximum-Mikroklin.

4.3.5 Optischer Achsenwinkel

Der Achsenwinkel $2V_x$, der nach KÖHLER (1950, S. 60f.) für petrogenetische Fragen sehr wichtig ist, schwankt erheblich zwischen den K-Feldspatkörnern eines Dünnschliffs, oft sogar zwischen verschiedenen Bereichen ein und desselben Kristalls. Die Variationsbreite beträgt innerhalb der einzelnen Dünnschliffe, bei jeweils 10-20 gemessenen Achsenwinkeln, meist 20-30°, doch kann sie manchmal größer als 40° oder kleiner als 10° sein. Letzterer Fall tritt besonders bei zu hohen mittleren $2V_x$-Werten ein.

$2V_x$ hängt bekanntlich sowohl vom Chemismus (insbesondere vom Na-Gehalt) wie auch vom Al/Si-Ordnungszustand der K-Feldspatkristalle bzw. deren Teilbereiche ab. Nach RANKIN (1967, S. 416f.) nimmt $2V_x$ in der Reihe Mikroklin(tief)-Albit mit steigendem Or-Gehalt gemäß der Gleichung $2V_x = -0{,}274(\text{Or Mol.\%}) + 102{,}66$ ab, so daß $2V_x = 90°$ einem Alkalifeldspat(tief) mit $Or_{46,2}$ entspricht (vgl. auch DEER & al. 1963, IV, S. 58; HUCKENHOLZ 1965, S. 187).

MACKENZIE (1954, S. 365) hält K-Feldspat in Gesteinen, die einer Regionalmetamorphose unterworfen sind, für reines $KAlSi_3O_8$, da die Na-Feldspatphase im Zuge der Metamorphose aus dem Kristall weitgehend ausgetrieben wird (vgl. auch KÖHLER 1950, S. 57f.; FRASL 1954). Nach TRÖGER (1969, II, S. 696) ist "gegitterter Mikroklin, ganz besonders aber größere Einkristallbereiche, im allgemeinen recht reiner K-Feldspat, so daß der Einfluß des Chemismus auf $2V_x$ in den meisten Fällen als gering angesehen werden kann".

Bei chemisch nahezu gleich zusammengesetzten K-Feldspäten wird $2V_x$ allgemein als ein guter Anzeiger für den Al/Si-Ordnungszustand betrachtet: $2V_x$ nimmt mit steigendem Al/Si-Ordnungszustand des K-Feldspatgitters zu (s. z.B. LAVES & VISWANATHAN 1967, S. 158; TRÖGER 1969, II,

S. 693). Nach LAVES & al. (1967, S. 157ff.) kann ein "stabiler" Sanidin(tief) $2V_X$-Werte bis zu 63°⊥(010) haben, ein "stabiler" Mikroklin von 63° bis etwa 84°.

Da die von mir untersuchten, mehr oder minder starken metamorphen Prozessen unterworfenen K-Feldspäte häufig als Mikroklinperthite vorliegen, wobei sich auch nichtgegitterte Bereiche vielfach als breite Lamellen eines weitest lamellierten Gitters ausweisen, ist kaum zu erwarten, daß noch beträchtliche Mengen an Albit in fester Lösung in der K-Feldspatphase enthalten sind (vgl. LAVES & al. 1963, S. 94ff.) Infolgedessen geht die starke Variationsbreite des $2V_X$ offenbar nur zu einem geringen Teil auf den wechselnden Chemismus der Körner zurück. Vielmehr ist damit zu rechnen, daß unterschiedlich geordnete K-Feldspäte bzw. Bereiche ein und desselben Kristalls in jedem Dünnschliff vorhanden sind.

In den Gesteinen des Arbeitsgebietes sind $2V_X$-Werte der K-Feldspatphase in ihrer Mehrheit deutlich größer als 65° (vgl. Diagramme der Abb. 161, 178, 188). Da andererseits große $2V_X$ von ebenfalls großen Auslöschungsschiefen begleitet werden und umgekehrt, liegt K-Feldspat überwiegend als Mikroklin im Sinne LAVES' (1960, S. 276), in vielen Fällen sogar als Maximum-Mikroklin MACKENZIE's (1954, S. 355) vor. Die in mehreren Dünnschliffen angetroffenen, zumeist jedoch nur spärlichen K-Feldspatkörner oder Bereiche größerer Kristalle die schwach schief bis gerade auslöschen und welche $2V_X$ kleiner als 63° aufweisen, entsprechen offenbar einem Orthoklas im Sinne LAVES' (1960, S. 277). Das Vorhandensein dieser letzteren, intermediär geordneten Zustände sowie aller Übergänge bis zu den maximal geordneten Kristallen, zeigt, genauso wie das Mikroklingitter, daß K-Feldspat der in allen Gesteinen des untersuchten Gebietes als ein weitgehend ungeordneter Sanidin kristallisierte, sich durch diffusive Transformation in verschieden stark geordnete Zustände umwandelte.

Ist der Al/Si-Ordnungsgrad der K-Feldspäte einer Probe insgesamt nicht allzu hoch (Bereiche mit engmaschigem Mikroklingitter, die ohne scharfe Grenzen in ungegitterte, monokline Partien übergehen), so weisen gegitterte Partien stets die höchsten, nichtgegitterte Kornteile die niedrigsten optischen Achsenwinkel auf. In Übergangsbereichen werden verschieden große Zwischenwerte ermittelt. Solche K-Feldspäte sind mir vor allem in Proben aus dem Kavalagebiet begegnet.

Für den gegenwärtigen Al/Si-Ordnungszustand eines K-Feldspates wird von den meisten Autoren neben dem Mineralchemismus auch die

Kristallisationstemperatur und vor allem die Zeitspanne als maßgebend angesehen, während deren das Mineral bei der Temperatur der diffusiven Transformation (zwischen 350 und etwa 500 °C; s. LAVES 1960, STEIGER & al. 1967) gestanden hat (vgl. auch RAGLAND 1970 und die dort zitierte Literatur). Der Übergang "ungeordnet→geordnet" wird offenbar durch verschiedene Faktoren, wie etwa Streß (s. KÖHLER 1950, RIEDERER 1965; WENK 1967) oder H_2O-Druck bzw. -Fugazität (s. z.B. RAGLAND 1970, S. 184ff.), katalytisch beschleunigt. Der Gesteinschemismus spielt anscheinend bei der genannten Umwandlung insofern eine Rolle, als basischere Eruptivgesteine sich unter höheren Temperaturen und niedrigeren H_2O-Fugazitäten bilden als saurere.

Im Symvolon-Gebirge und Kavala-Gebiet läßt sich ein ziemlich deutlicher Zusammenhang zwischen Gesteinschemismus und Triklinität, ausgedrückt in Auslöschungsschiefe X´/a auf (001), sowie Al/Si-Ordnungszustand, ausgedrückt in $2V_X$, erkennen: K-Feldspäte in saureren Gesteinen weisen statistisch größere Auslöschungsschiefen und Achsenwinkel auf als K-Feldspäte in basischeren Gesteinen. So liegt das $2V_X$-Häufigkeitsmaximum von K-Feldspäten aus den ziemlich sauren Ganggesteinen des Gebiets mit 29,7% im Bereich $2V_X$ = 80-85°, während es beim Granodiorit mit nur 21,6% im Bereich $2V_X$ = 75-80° auftritt (vgl. Häufigkeitshistogramme der Abb. 161,188). Werden die chemisch analysierten Eruptivgesteine zugrunde gelegt, so ergibt sich eine ziemlich gute positive Korrelation (Korrelationskoeffizient r = 0,72) zwischen $2V_X$ und Differentiationsindex (D.I. = qu + or + ab) von THORNTON & al. (1960, S. 664f.) (Tab.23), der ein Maß für die Gesteinsbasizität ist.

Ebenfalls wichtig für die Größe der Auslöschungsschiefe und des Achsenwinkels scheint im untersuchten Gebiet der Deformationsgrad der Gesteine zu sein: K-Feldspäte in mechanisch schwach beanspruchten Proben zeigen statistisch wesentlich kleinere $2V_X$ und Auslöschungsschiefen als solche in lebhaft durchbewegten Gesteinseinheiten (vgl. Histogramme der Abb.61,62). Das arithmetische Mittel der $2V_X$-Werte aller gemessenen K-Feldspäte aus dem insgesamt mechanisch schwächer beanspruchten E-Teil des Gebietes (E-Kartenhälfte) und dem ebenfalls nur schwach durchbewegten Bereich um Loutra Eleftheron liegt bei 70,9°, während es für K-Feldspäte des mechanisch wesentlich stärker beanspruchten W-Teiles des Arbeitsgebietes (W-Kartenhälfte), ausgenommen des Raumes um Loutra Eleftheron, 76,3° beträgt.

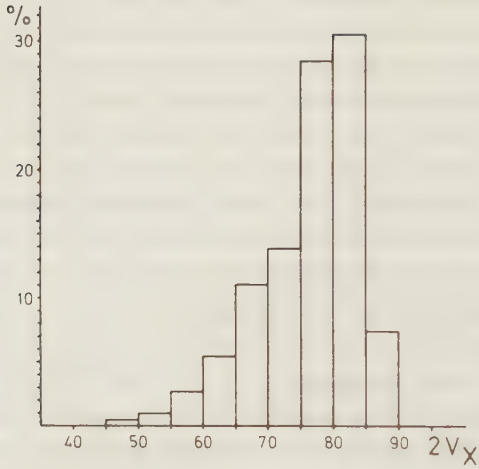


Abb. 61: Häufigkeitsverteilung der Achsenwinkel der K-Feldspäte in Eruptivgesteinen des W-Teiles des Arbeitsgebietes (W-Kartenhälfte) außer dem Bereich um Loutra Eleftheron (28 Dünnschliffe).

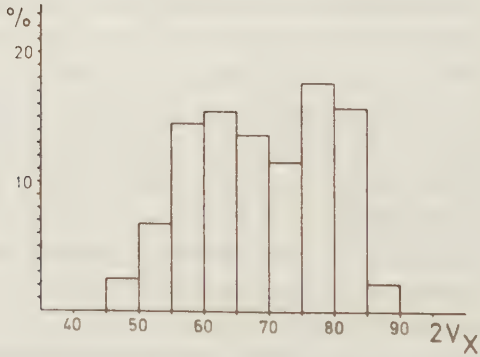


Abb. 62: Häufigkeitsverteilung der Achsenwinkel der K-Feldspäte in Eruptivgesteinen des E-Teiles des Arbeitsgebietes (E-Kartenhälfte) und des Bereiches um Loutra Eleftheron (31 Dünnschliffe).

Der größte Teil des K-Feldspatbestandes kristallisierte allem Anschein nach unter Gleichgewichtsbedingungen, d.h. unter hohen Temperaturen, im Sanidin-Zustand. Selbst bei Ganggesteinen spricht der nicht allzu niedrige An-Gehalt der Plagioklase (vgl. Histogr. der Abb. 187, 195), die nicht viel älter als K-Feldspat sein können, für ziemlich hohe Kristallisationstemperaturen.

Es ist damit zu rechnen, daß die K-Feldspäte während der alpidischen Orogenese unter den erneut angestiegenen Temperaturen weiterhin geordnet bzw. triklinisiert wurden. Die Möglichkeit, daß die Temperatur von 500 °C damals überschritten wurde, wobei aller trikliner K-Feldspat wieder in einen ungeordneten, monoklinen Zustand übergehen müßte, scheidet aus; denn nirgends läßt sich eine progressive Metamorphose mit den entsprechenden Mineralparagenesen feststellen.

4.3.6 Perthite

K-Feldspäte können in allen untersuchten Gesteinen des Arbeitsgebietes in wechselndem Maß perthitisiert sein. In ein und demselben Dünnschliff kommen oft perthitfreie oder -arme K-Feldspäte neben solchen vor, die weitgehend durch perthitischen Albit ersetzt sind. Selbst innerhalb eines einzigen K-Feldspatkorns sind Perthitlamellen zumeist stark inhomogen verteilt. Weit verbreitet sind Perthitkörper oder -lamellen in K-Feldspäten aus nicht allzu stark mechanisch beanspruchten magmatischen Gesteinen.

Perthitplagioklas habe ich stets aufgrund seiner niedrigen Licht- und hohen Doppelbrechung als nahezu reinen Albit identifiziert.

Nach der Klassifikation der Perthite von LAVES & al. (1963) läßt sich ein großer Teil der beobachteten spindel- bzw. spießförmigen Perthitlamellen als Filmperthite einordnen. Demgegenüber kommen Ader-, Litzen- oder Fadenperthite nur sporadisch vor. Letztere zeigen manchmal alle Übergänge zu den Filmperthiten (L/B auf (001) = 1/1 bis über 20/1). Ab und zu sind mir außerdem meist 25-100 μ lange und 2-4 μ breite Perthitlamellen begegnet, die // (001) im K-Feldspatgitter orientiert sind. Gewöhnlich werden solche Lamellen von keinen anderen Perthiten begleitet, doch kreuzen sie sich bisweilen mit den quer zu ihnen liegenden Filmperthiten, so daß ein perthitisches Netzwerk entsteht. Hierbei lassen sich keine Altersunterschiede zwischen den beiden Lamellensystemen erkennen. Nach der Art, wie sie orientiert sind, entsprechen die // (001) eingelagerten Perthite den Plattenperthiten

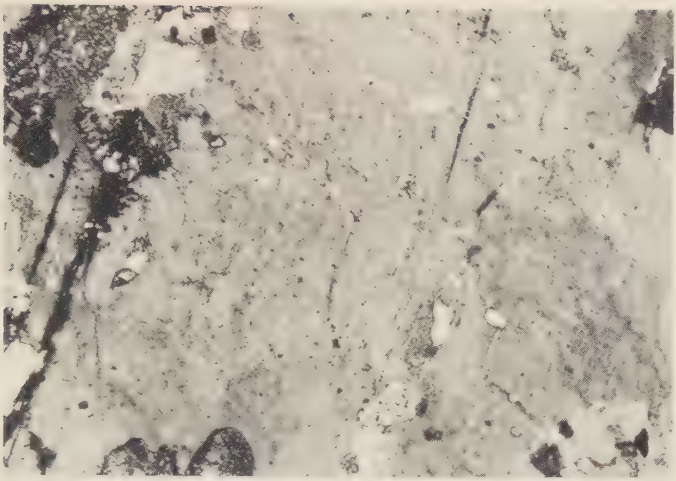


Abb. 63: In einem quer zur kristallographischen b-Achse geschnittenen K-Feldspat lassen sich zwei Gruppen dünner, optisch gleich orientierter Perthitlamellen erkennen: // (001) (von links unten nach rechts oben) und // ($\bar{8}$01).- Granitblastomylonit; Probe-Nr. 35, Dünnschl.-Nr. 4595 (1,4 x 1,0 mm, Nic. +).

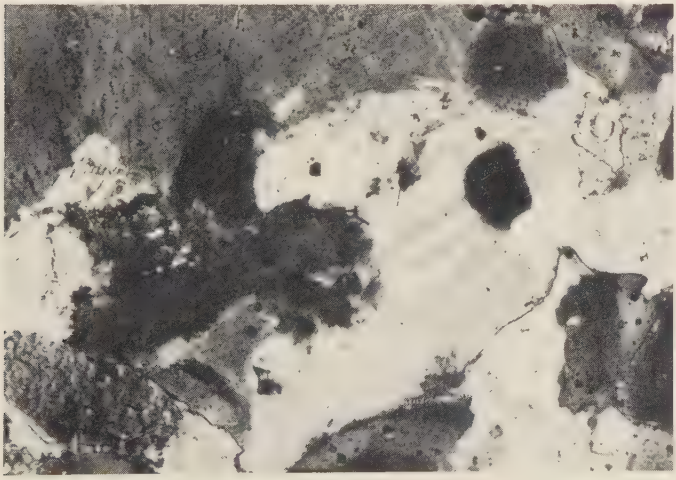


Abb. 64: Von einem Plagioklaseinschluß (dunkel, Bildmitte) im Randbereich eines K-Feldspats (grau) scheinen zwei Gruppen dicker, optisch gleich orientierter Perthitlamellen (hell) auszugehen. Diese sind // (001) und // ($\bar{8}$01) (die flammenförmigen) des K-Feldspatwirts ausgerichtet.- Granitblastomylonit; Probe-Nr. 35, Dünnschl.-Nr. 4595 (0,50 x 0,36 mm, Nic. +).

von LAVES & al. (1962, 1963). Während aber letztere durch Rekristallisation älterer Perthite entstanden sein sollen, scheinen die von mir beobachteten, gleichzeitig mit den Filmperthiten aus dem K-Feldspat entmischt oder in diesen von außen eingedrungen zu sein (Abb. 63,64,65).

Stark perthitisiert sind mitunter die K-Feldspatkörner entlang Sprüngen, die ganz unregelmäßig verlaufen können. Auf diese Weise bilden sich lange, im ebenen Schnitt aderförmig aussehende Perthitkörper, deren Mächtigkeit von Stelle zu Stelle in der Regel beträchtliche Unterschiede zeigt. Oft gabeln sich die aderförmigen Perthite, wobei sich die entstehenden Zweige nicht selten nach kurzem Abstand wieder vereinigen. Von den Sprüngen aus dringen immer dünner werdende Perthitlamellen ins Innere der K-Feldspäte hinein, wo sie sich gewöhnlich // ($\bar{8}01$) oder (100), d.h. wie Film- bzw. Aderperthite, einregeln. Vielfach sind mechanisch lebhaft beanspruchte Bereiche des K-Feldspatgitters recht dicht perthitisiert. Es hat den Anschein, als wäre K-Feldspat dort am leichtesten entmischt, wo er heftiger durchbewegt wurde; doch könnte sich von außen kommendes Albitmaterial ebenfalls viel leichter in zersprungenen Teilen des K-Feldspates angesiedelt haben als in intakten.

Stark zerbrochene Großkalifeldspäte in Granitblastomylonit sind in der Regel lebhaft perthitisiert; um die unzähligen Bruchstücke herum hat sich perthitisches Albitmaterial üppig gebildet, so daß oft ein zusammenhängendes Netz entsteht, welches dem "interlocking perthite" ANDERSENs (1928) entspricht. Hie und da erweitert sich das offenbar den K-Feldspat verdrängende Perthitmaterial zu größeren, unregelmäßig gestalteten Flecken oder Ganglien, während die angegriffene K-Feldspatphase weiterschrumpft. In derart perthitisierten K-Feldspatporphyroklasten des Granitblastomylonits sind mir manchmal (z.B. Probe Nr. 46) größere junge Albite begegnet, die als poikilitische Albite bzw. Cleavelandite zu klassifizieren sind. K-Feldspateinschlüsse in diesen Albiten werden mitunter von Perthitlamellen durchsetzt, die sich als echte Zweige des Albitwirtes erkennen lassen (vgl. auch 4.2.5)

In Dünnschliffen aus allen untersuchten Gesteinen des Arbeitsgebietes habe ich immer wieder beobachtet, daß diejenigen Bereiche der K-Feldspatkörner am stärksten perthitisiert sind, die an Plagioklas grenzen. In solchen oberflächennahen K-Feldspatbereichen treten gewöhnlich engscharige, flammenförmige Perthite auf, deren breite Basis auf der Grenze des K-Feldspats zum Plagioklas sitzt, während sich ihre Spitze

in die Richtung der Film- und Plattenperthite des Korninnern umschwenkt. Es sieht so aus, als ob diese Perthite vom Rand her ins Innere der K-Feldspatkörner eingedrungen und allmählich auskeilend in die Film- und Plattenperthite übergegangen wären. Hierbei bleiben alle Flammen- wie etwaige Film- und Plattenperthite im Innern der K-Feldspäte, unabhängig vom Verlauf der Korngrenze oder der Orientierung der anliegenden Plagioklase, optisch einheitlich orientiert (Abb. 65). Auf die gleiche Weise dringen manchmal Perthite vom Rand aus ins Innere antiperthitischer Gebilde der Plagioklase ein (vgl. 4.2.5). Häufig sind die Perthite an Plagioklaskontakten derart üppig gewachsen, daß sich eine dicke, zusammenhängende Albitschicht zwischen Plagioklas und K-Feldspat entwickelt. Desgleichen reichlich perthitisiert sind vielfach K-Feldspatbereiche um Plagioklaseinschlüsse (Abb. 64), während K-Feldspatkontakte zu anderen Mineralen, etwa Quarz, meistens perthitarm oder -frei bleiben. Bei diesen Perthiten handelt es sich anscheinend nicht um Entmischungs-, sondern um metasomatische Verdrängungsperthite, deren Material der Albitkomponente angrenzender bzw. eingeschlossener Plagioklase entstammt. Hierfür spricht auch noch die Tatsache, daß K-Feldspäte, die Plagioklase aufgelöst und deren Platz eingenommen haben (s. 4.2.5), in der Regel lebhaft perthitisiert sind.

NICKEL (1953) hat ein Modell aufgestellt, um zu erklären, wie sich Perthite durch Plagioklasresorption bei K-Feldspatblastese bilden. AUGUSTITHIS (1964) hat in Pegmatoiden aus S-Äthiopien korrodierte Plagioklase in K-Feldspat beobachtet, deren ebenfalls angegriffene Fortsätze vollkommen perthitischen Charakter erreichten. Nach DRESCHER-KADEN (in AUGUSTITHIS 1964, S. 244) können sich diese Strukturen aus resorbierten und mobilisierten Altplagioklasen ableiten. Im Gegensatz hierzu habe ich in den Gesteinen des Kavala-Gebietes und des Symvolon-Gebirges keine korrodierten Perthite finden können.

Perthitreiche Zonen kommen des öfteren ebenfalls an der Grenze K-Feldspat/Plagioklas II vor. Perthit scheint hierbei mitunter jünger als Plagioklas II zu sein, vermutlich z.T. auf dessen Kosten, im Verlauf späterer metamorpher Prozesse, entstanden. Hierfür sprechen zu großen Albitkörnern (Cleavelandite) zusammengeschlossene Perthite in K-Feldspatporphyroklasten aus Granitblastomylonit, die sowohl K-Feldspat wie auch Altplagioklas und Plagioklas II bei ihrem Wachstum aufgezehrt haben (vgl. 4.2). Indes bildete sich Perthit in den meisten Fällen offenbar gleichzeitig mit dem angrenzenden Plagioklas II, grundsätzlich aus derselben Ca-Na-Lösung. Während aber der Austausch Na^+ gegen K^+ ziemlich leicht vor sich ging, so daß fast reiner Albit als

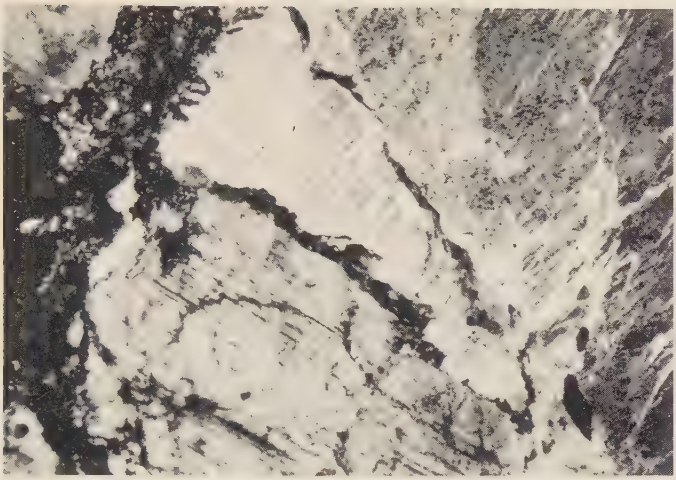


Abb. 65: Stark perthitisierter Randbereich eines K-Feldspats am Kontakt gegen Altplagioklas. Neben den vorherrschenden, //(801) des K-Feldspats orientierten Perthitlamellen sind untergeordnet auch // (001) des K-Feldspats stehende Lamellen vorhanden. Zwischen den perthitisierten K-Feldspatteil und den Altplagioklas hat sich eine dünne Plagioklas-II-Schicht (dunkel) eingeschaltet.- Mechanisch schwach beanspruchter Granodiorit; Probe-Nr. 32; Dünnschl.-Nr. 5206 (1,28 x 0,91 mm, Nic. +).

Abb. 66: Granophyrische Quarzstengel in einem mechanisch beanspruchten K-Feldspat. Quarz ist in der linken Bildhälfte teilweise rekristallisiert und bildet ein Netzwerk dünner, zusammenhängender Bahnen.- Leukokrates Ganggestein; Probe-Nr. 56, Dünnschl.-Nr. 4563 (3,1 x 2,2 mm, Nic. +).

Perthit ins Innere des K-Feldspats eindringen konnte, zwang der weit schwierigere Ersatz des K^+ durch Ca^{++} den Ca-haltigen Plagioklas II (meist Oligoklas), sich auf die Randpartien des K-Feldspats zu beschränken (Abb. 65).

Zusammenfassend läßt sich sagen, daß die vorliegenden perthitischen Körper nur zu einem kleinen Teil durch Entmischung der K-Feldspäte entstanden sind. Diese geht vor allem auf die starken metamorphen Prozesse zurück, welche die Na-Feldspatphase aus dem K-Feldspat weitgehend austrieben. Die Hauptmasse der Perthite ist metasomatisch aus Lösungen entstanden, die sich zum größten Teil von Altplagioklasen herleiten.

4.3.7 Granophyrische Verwachsungen von K-Feldspat und Quarz

sind mir nur in drei Proben (Nr. 56,63,75) fein- bis grobkörniger leukokrater Ganggesteine begegnet.

Quarz erscheint meist in ungleichgroßen, säulen-, keulen-, knochen-, C-, S-förmigen oder vergabelten Gebilden, die je nach Schnittlage mehr langgestreckt oder mehr isometrisch aussehen. Ihre Umrisse sind überwiegend krumm, seltener gerade. Sowohl der Form nach als auch optisch sind die Quarzstengel gruppenweise annähernd parallel orientiert. Benachbarte Stengel sind mitunter durch enge Quarzbrücken verbunden. Manchmal sind die Stengelgruppen derart angeordnet, daß ein Zonarbau des K-Feldspatwirtes angedeutet wird. In bezug auf ihre Größe sind die Quarzstengel meist homogen über den K-Feldspat verteilt, doch gibt es Feldspäte, in deren Randpartien deutlich gröberkörnige, nahezu isometrische Quarze angereichert sind. Keulenförmige Quarze richten gewöhnlich ihren dicksten Teil auf den Rand des K-Feldspatwirtes.

Insbesondere der Form, weniger der Anordnung der Quarzstengel im K-Feldspat nach entsprechen die vorliegenden Verwachsungen den rhopalophyrischen Strukturen RIEDERERs (1965).

An Stellen, wo K-Feldspat mechanisch stärker beansprucht wurde, so besonders entlang Scherflächen, sind die Quarzstengel, genauso wie der externe Quarz, zu kleinen, geregelten Körnern rekristallisiert (Abb. 66) (vgl. auch 4.1).

Über die Genese granophyrischer Strukturen sei nur erwähnt, daß seit langem zwei gegenseitige Auffassungen vertreten werden: a) Ver-

drängung des K-Feldspats durch Quarz (neulich von DRESCHER-KADEN 1969, SECLAMAN & al. 1972). b) Gleichzeitige Kristallisation beider Minerale (in letzter Zeit von MEHNERT 1968, GRIEBEL 1970). Obwohl manches Bild in den zwei oben angegebenen Proben für eine gemeinsame Kristallisation von Quarz und K-Feldspat spricht, scheint mir das vorliegende Material nicht ausreichend, um die vorhandenen granophyrischen Verwachsungen genetisch zu deuten.

4.4 Biotit

In wechselnden Beträgen, vielfach sogar als mitbestimmender Hauptgemengteil, kommt Biotit in nahezu allen Eruptivgesteinen des Arbeitsgebietes vor.

Zwei Biotitgenerationen sind hauptsächlich in den verschiedenartigen Gesteinen vorhanden:

a) Primärer oder während der jüngeren, starken Deformationen der Gesteine nicht rekristallisierter Altbiotit, der vor allem in mechanisch nur schwach beanspruchten Gesteinen aus dem Kavala-Gebiet, reliktisch jedoch auch in durchbewegten Tektoniten aus dem Symvolon-Gebirge anzutreffen ist. In bezug auf die B_2-Tektonik ist er früh- bis syndeformativ entstanden.

b) Syn- bis spätdeformativ in bezug auf B_2 rekristallisierter Biotit, der in blastomylonitisch verformten Gesteinsbereichen, d.h. in der überwiegenden Mehrzahl der vorliegenden Gesteine, vorherrscht. Da die ursprüngliche Kristallisation in vielen Fällen und namentlich bei Ganggesteinen noch nicht abgeschlossen war, als die Rekristallisation bereits gebildeter Biotite einsetzte, ist damit zu rechnen, daß ein Teil des primären, unter Streß gewachsenen Biotits gleichzeitig mit rekristallisiertem Biotit entstanden ist.

Daneben gibt es hie und da auch noch aus älteren Gesteinen übernommene, meist in verschiedenen Mineralen eingeschlossene Biotitschuppen sowie jüngere Gesteinsrisse ausfüllende, spät- bis postdeformative Biotite, deren Blätter vornehmlich fächerförmig angeordnet sind.

4.4.1 Form, mechanische Deformation, Regelung

Altbiotit bildet gewöhnlich verschieden große, stark allotriomorphe bis hypidiomorphe Scheiter. Diese wurden bei ihrem Wachstum von Feldspat und Quarz mehr oder weniger gehindert, so daß sie amö-

benförmig oder zerlappt aussehen. Wiederholt wird daher ein Verdrängen des Biotits durch diese Minerale vorgetäuscht. Allgemein nimmt die Allotriomorphie mit wachsender Schuppengröße zu. Skelettartig zwischen älteren Phasen gewachsene Biotite können mitunter in mehreren, optisch gleich orientierten Teilindividuen erscheinen.

Der statistisch ungeregelte Altbiotit ist homogen im Gefüge verteilt (vgl. Diagr. d 107 in 3.11.3). Seine Scheiter wachsen vorwiegend einzeln zwischen anderen Mineralphasen, so daß sie ein offenes Teilgefüge bilden. Hie und da schließen sich jedoch mehrere Scheiter zu Nestern zusammen, die bei einigen leukokraten Ganggesteinen mehr als 1 cm große Durchmesser erreichen können und bereits mit freiem Auge als Biotitbutzen auffallen. Aneinanderliegende Biotitscheiter sind öfter mannigfaltig miteinander verzahnt oder verflochten; im ebenen Schnitt springen dann mehrere Teilindividuen ins Auge, die inselartig im benachbarten Scheit zu liegen scheinen.

Verbogene, zerknitterte, querzerrissene, kurzum tektonisch verformte Altbiotite kommen in mechanisch mäßig beanspruchten Eruptiva ziemlich häufig vor. Randlich werden derartige Scheiter mehrfach von einem fein- bis kleinschuppigen Häcksel umgeben, das in vielen Fällen bereits einem rekristallisierten Biotit entspricht (Abb. 67,68). Mitten in Haufen rekristallisierter Biotitscheiter liegende Altbiotitreste sind stets mechanisch kräftiger verformt als jene.

Rekristallisierter Biotit ist in syn- oder postkristallin in bezug auf seine Kristallisation nur schwach durchbewegten Gesteinen - z.B. der größte Teil der Granodioritblastomylonite im Bereich südlich der kristallinen Kalkzüge - hypidiomorph, vielfach auch vollidiomorph. Dies ist dadurch zu erklären, daß der im Vergleich zum Altbiotit im Durchschnitt viel kleinere rekristallisierte Biotit vorwiegend auf mechanisch angelegten s-Flächen wuchs. Prädeformative Feldspäte und andere Kornarten haben das Wachstum der Biotitscheiter wegen des Vorhandenseins der erwähnten s-Flächen nur wenig gestört. Biotit umflasert diese älteren Mineralkörner in mehr oder minder polygonalen Bögen. Wurde das Gestein jedoch während oder nach der Biotitrekristallisation mechanisch lebhaft beansprucht - z.B. mehrere Teile des Granitblastomylonits im Raum nördlich der kristallinen Kalkzüge - so sind verbogene, verstauchte, geknickte, zerknitterte oder randlich in feines Häcksel zerriebene Scheiter entstanden, die unter Umständen erneut rekristallisieren konnten. Größere Scheiter werden allgemein stärker mechanisch verformt als kleinere. Mitunter sehen Biotitscheiter wie

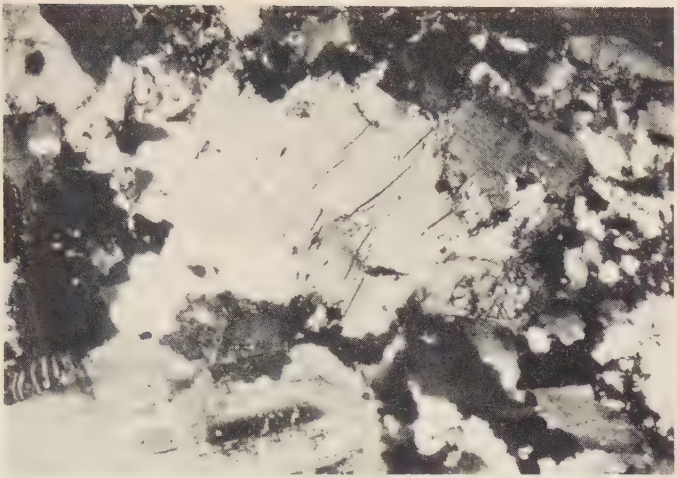


Abb. 67: Altbiotitscheit ist mechanisch zersprungen, verbogen, am Rand auch hie und da zu feinem Häcksel zerrieben worden. Altquarzkörner beschränken sich auf Zwickel des Gesteins oder schließen sich zu größeren Nestern zusammen.- Mechanisch schwach beanspruchter Granodiorit; Probe-Nr. 33, Dünnschl.-Nr. 3634 (3,0 x 2,1 mm, Nic. +).

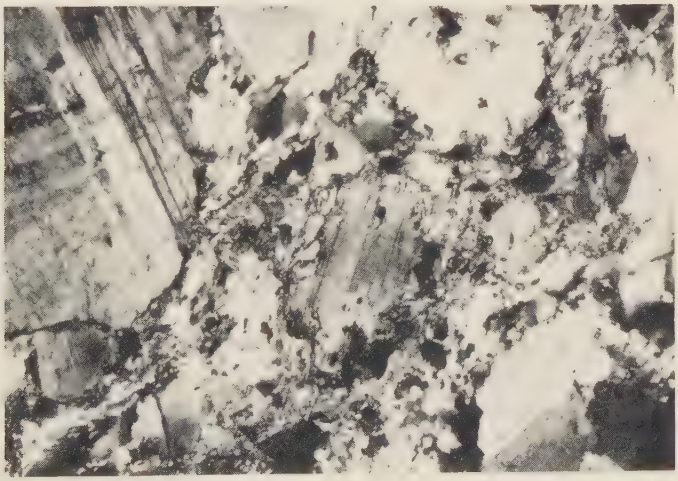


Abb. 68: Biotithäcksel um mechanisch beanspruchtes Altbiotitscheit ist teilweise rekristallisiert. Im Biotithäcksel haben sich mehrere Titanit-, Magnetit- und Epidotkörner gebildet; auch Hornblendereste sind untergeordnet vorhanden. Der umliegende Quarz ist bereits rekristallisiert.- Mechanisch schwach beanspruchter Granodiorit; Probe-Nr. 32, Dünnschl.-Nr. 5206 (0,48 x 0,34 mm, Nic. +).

lang ausgeschwänzte Augen oder Linsen aus.

Die mit (001) statistisch straff in s eingeregelten rekristallisierten Biotite (vgl. 3.11.3) sind bevorzugt an plagioklasreiche Lagen oder Zeilen der Gesteine gebunden. Mehrfach vereinigen sie sich zu kurzen bis langanhaltenden Bahnen, die um größere Mineralkörner, namentlich Plagioklas, sich schmiegen oder den welligen Verlauf der s-Fläche nachzeichnen (Abb. 144). Des öfteren setzen die Biotitbahnen im Druckschatten größerer, mechanisch bearbeiteter Plagioklase ein, wo sie ihre größte Mächtigkeit haben und aus ziemlich ansehnlichen, nur schwach geregelten Scheitern bestehen. Mit wachsendem Abstand vom Plagioklas werden die Bahnen nach und nach schmächtiger, bis sie als dünne Strähnen oder Fäden aus feinen Biotitschuppen inmitten einer Quarzbahn auskeilen. Nicht selten setzen sich die Biotitsträhnen auf feinen, s-parallelen Sprüngen in die Plagioklaskörner fort, wo sie unter Umständen ein $s_i = s_e$ vortäuschen (s. 4.2.1 und Abb. 46). Querrisse und unregelmäßig verlaufende Sprünge, Spaltflächen, Zwillingsebenen sowie Hohlräume der Plagioklase werden ebenfalls häufig durch Biotitschuppen besiedelt. Letztere sind jedoch vor allem in Randpartien der Plagioklaskörner angereichert, und stehen in Verbindung mit den externen Biotiten, welche die Plagioklase umflasern. In Schnitten // (001) sehen die internen Biotitschuppen überwiegend sechsseitig, d.h. idiomorph aus. In einem Dünnschliff finden sich die jeweils größten Biotitschuppen in der Regel im Druckschatten größerer Plagioklase oder in diesen selbst.

Hin und wieder bildet feinschuppiger rekristallisierter Biotit langausgeschwänzte, linsen- bis spindelförmige Gebilde, die allseitig von ebenfalls rekristallisiertem Quarz umflossen werden. Häufig werden derartige Gebilde quer zu ihrer längsten Achse, die stets // b des Gefüges ausgerichtet ist, zersprungen oder in einzelne Teile auseinandergezogen und boudiniert.

Neben den oben erwähnten Merkmalen unterscheiden sich Altbiotite auch noch in ihrem Habitus von den aus ihnen hervorgegangenen rekristallisierten Biotiten: Letztere zeigen durchschnittlich deutlich größere Längen-Breiten-Indizes als jene. Dies ist nach JONES & al. (1972) vor allem eine Folge der Kristallisationstemperatur - unter höheren Temperaturen bilden sich dickere, unter niedrigeren schlankere Biotitscheiter (vgl. hierzu auch die L/B-Verhältnisse der Biotite der einzelnen Gesteine des Arbeitsgebietes in den entsprechenden Abschnitten dieser Schrift).

4.4.2 Farbe

Mit bloßem Auge sehen Biotitschuppen dunkelgrün bis -braun, vielfach jedoch nahezu schwarz aus.

Das Spektrum der Biotitfarben ist u.d.M. ziemlich breit. Es lassen sich oft, selbst in Dünnschliff und Scheit, erhebliche Unterschiede sowohl im Farbton wie auch im Farbwert (= Intensität + Dunkelstufe) erkennen (vgl. KORNERUP & al. 1963). Die verschiedenartigen Biotite weisen hautpsächlich folgende Farben auf:

a) Altbiotit:

X hellgelb (weingelb, strohgelb, sandfarbig) (2-4/A,B/3,4)
Y,Z olivbraun (4/E,F/5,6).

b) Während jüngerer metamorpher Vorgänge rekristallisierter Biotit:

X grünlichgelb, hell graugelb (1-3/B,C/3,4).
Y,Z dunkeloliv, dunkel olivbraun (3,4(F,G/5-7) bis praktisch opak (vgl. FISCHER 1964a, S. 392).

Hauptmerkmal der Farbe rekristallisierter Biotite ist demnach die im Vergleich zu Altbiotiten viel höhere Dunkelstufe. Sehr dunkle Biotite kommen vor allem in Granitblastomylonit vor. Auffallend kräftig pleochroitisch sind außerdem sehr kleine, kaum verbogene oder zerlappte Biotitschuppen, die nahezu in allen Gesteinen anzutreffen sind.

c) Fängt erstgebildeter oder rekristallisierter Biotit an, sich in Chlorit umzuwandeln, so wird seine Farbe // Y,Z bei annähernd gleich bleibender Intensität allmählich grüner und heller, bis eine blaugrüne Farbe (25,26/C,D/6,7) erreicht ist, die sich kaum von derjenigen des jeweils vergesellschafteten Chlorits unterscheiden läßt. Doch besitzt Biotit in solchen Fällen - im Gegensatz zu Chlorit - immer noch eine ziemlich hohe Interferenzfarbe (vgl. SCHWARTZ 1958, S. 167; WINCHELL & al. 1961, S. 376). Oft kann man an ein und demselben Scheit alle Stufen zwischen olivbraunen und blaugrünen Farben beobachten. X verschiebt sich hierbei ebenfalls in Richtung grün, bis es, wie beim Chlorit, eine blaß gelbgrüne Farbe (29/A,B/3) erreicht.

d) Ist primärer wie auch rekristallisierter Biotit im Begriff auszubleichen oder sich in Muskovit umzuwandeln, so zeigt er // Y,Z, anscheinend wegen Oxydation des ausgeschiedenen Eisens, vielfach grau- bis braunorange (6,7/C,D/5,6), d.h. deutlich hellere und nach rot tendierende Farben. X wird hierbei blasser als üblich, häufig völlig farblos. Wechselnde Farbwerte sind // Y,Z immer vorhanden, ge-

nauso wie allmähliche Übergänge, die zu den normalen Farben der unversehrten Biotite führen.

Nach mehreren Autoren (z.B. TILLEY 1925, PHILLIPS 1930, STEINER 1968) hängt die Biotitfarbe von der Kristallisationstemperatur ab: Grüne Farbe entspricht Tief-, rotbraune Hochtemperaturen. HALL (1941) konnte aufgrund zahlreicher Biotitanalysen nachweisen, daß die Verhältnisse $TiO_2/(FeO + Fe_2O_3 + MgO)$ und $MgO/(FeO + Fe_2O_3)$ hauptsächlich für die Biotitfarben bestimmend sind. Niedrige $TiO_2/(MgO + FeO + Fe_2O_3)$ Werte ergeben grüne oder blaugrüne, hohe (etwa 1:9) hingegen rotbraune Farben. Letztere können jedoch bei höheren $MgO/(FeO + Fe_2O_3)$-Werten maskiert werden. HALLs Ergebnisse wurden von mehreren Verfassern bestätigt (vgl. z.B. DEER & al. 1962, III; WINTER 1967), obwohl weitere Faktoren, wie z.B. das Verhältnis Fe^{3+}/Fe^{2+}, manchmal ebenfalls als maßgebend für die Biotitfarbe betrachtet werden (vgl. HAYAMA 1959; CHINNER 1960, S. 196-198; WENK & al. 1963, S. 454; TRÖGER 1969, II, S. 524f.).

Es steht also fest, daß steigende Kristallisationstemperatur mit dem Einbau höherer Ti-Gehalte ins Biotitgitter einhergeht. Mit steigender Kristallisationstemperatur des Biotits scheint außerdem das ebenfalls für die Farbe wichtige Mg/Fe^{2+}-Verhältnis zuzunehmen. Dieses ist allerdings auch noch vom Gesteinschemismus und der Mineralparagenese abhängig, so daß die Rolle der Temperatur mitunter nicht deutlich hervortritt (s. z.B. BARTH 1936, ENGEL & al. 1960, BUTLER 1965, HUNZIKER 1966, WINTER 1967).

Nach CHINNER (1960) ist für den Chemismus und die mit diesem zusammenhängende Farbe des Biotits vor allem der Oxydationsgrad (= mol.$(2Fe_2O_3 \times 100)/(2Fe_2O_3 + FeO)$) sehr wichtig: Mit wachsendem Oxydationsgrad des Muttergesteins nimmt der Quotient $(MgO \times 100)/(MgO + FeO)$, genauso wie die grüne Farbkomponente des Biotits, kräftig zu.

Der Farbton der vorliegenden Biotite wird offenbar in erster Linie vom Verhältnis $TiO_2/(FeO + Fe_2O_3 + MgO)$ bestimmt. Der in geringen Mengen in der Mehrzahl der blastomylonitisch verformten Gesteine vorhandene Titanit bezieht das Ti anscheinend zum größten Teil aus Biotit, während dessen Rekristallisation. Rekristallisierter Biotit zeigt stets einen grüneren Farbton als der entsprechende primäre Altbiotit. Die vielfach mit Chlorit vergesellschafteten grünen Biotite, werden in der Regel von erheblichen Beträgen an Leukoxen (vgl. 4.22) begleitet, der am Rand der Scheiter oder auf ihren Spaltrissen sitzt.

Die im Vergleich zu Altbiotiten viel höhere Dunkelstufe der rekristallisierten Biotite kann nicht als Ergebnis eines niedrigeren Mg/Fe^{2+}-Verhältnisses gedeutet werden. Normative Biotite, die natürlichen rekristallisierten Biotiten aus verschiedenen Gesteinen des untersuchten Gebietes entsprechen, haben meist, ähnlich ihrem Muttergestein, ein zwischen 2/1 und 1/1 schwankendes Mg/Fe^{2+}-Verhältnis (s. 6.3), welches allein kaum imstande wäre, die sehr dunkle bis

schwarze Y,Z-Farbe zu verursachen. Vermutlich geht die kräftige Absorption parallel zur Basis in der Hauptsache auf ein höheres Fe^{3+}/Fe^{2+}-Verhältnis zurück.

4.4.3 Doppelbrechung

Δ schwankt meist zwischen 0,039 und 0,057. Altbiotit zeigt im Durchschnitt niedrigere Werte als rekristallisierter (vgl. FISCHER 1964a, S. 392). Die ermittelten Δ-Werte entsprechen nach TRÖGER (1971, I, S. 107) einem Meroxen oder Lepidomelan. Beginnt Biotit auszubleichen und sich in Muscovit oder Chlorit umzuwandeln, so zeigt er stets ein niedrigeres Δ als seine noch unversehrten Bereiche. Die Interferenzfarben wirken wegen der meist äußerst dunklen eigenen Farbe des Minerals ziemlich stumpf.

4.4.4 Konoskopisches Bild

Sämtliche untersuchten Biotite liefern ein nahezu einachsiges, negatives Achsenbild. Dieses wird sowohl in Dünnschliffen wie auch in nicht erwärmten Streupräparaten erhalten; hohe Temperatur während der Dünnschliffanfertigung kann daher nicht als Grund für den sehr kleinen Achsenwinkel angesehen werden, wie dies von BURCKARDT (1943) vermutet wird. Verwaschene Biotite, die im Begriff sind, in Muscovit überzugehen (Farbgruppe d), weisen bisweilen Achsenwinkel bis zu 20° auf. Doch wird gewöhnlich bei solchen blassen Scheitern entweder das biotiteigene, einachsige Bild oder der Muscovitachsenwinkel erhalten.

4.4.5 Entsteheung des Biotits aus Hornblende

In hornblendeführenden Gesteinseinheiten des untersuchten Gebietes habe ich immer wieder beobachtet, daß Biotit mit Hornblende verwachsen ist. Des öfteren kommen nur noch reliktische Hornblendeteile mitten in Biotitnestern vor. Biotit sproßt offenbar unter K-Zufuhr auf Kosten der Hornblende, die er entlang Spaltrissen, Sprüngen oder vom Rand her nach und nach aufzuzehren scheint. Dennoch sind die Grenzen zwischen den beiden Mineralen in der Regel einfach und scharf. Salbänder K-reicher Gänge, die Amphibolit oder Hornblende-Biotit-Gneis durchschlagen, sind gewöhnlich kräftig biotitisiert.

Die Zufuhr von K^+ oder "Kaliumsilikat, entweder allein oder zusammen mit Tonerde" (ESKOLA 1939, S. 389) in den Granodiorit, wobei

unter Reaktion mit bereits vorhandenen Hornblenden Biotit entstand, erfolgte, allem Anschein nach, während des spätmagmatischen oder des deuterischen Stadiums der Kristallisation der Eruptiva (vgl. auch unter "K-Feldspat" in 5.2.4 sowie Kap. 7.).

4.4.6 Pleochroitische Höfe

kommen in Biotit äußerst selten vor. Die angetroffenen Halos sind in der Regel schwach bis mittelstark und erscheinen um kleine Monazit-, Orthit- oder Zirkonkristalle, bisweilen auch um radioaktive Erzkörnchen (Abb. 146).

Strahlungshöfe weisen vor allem nichtrekristallisierte Altbiotite aus dem Kavala-Gebiet auf, während rekristallisierte Biotite weitgehend hoffrei sind, auch wenn ihre Schüppchen in nächster Nähe radioaktiver Minerale liegen (s. FISCHER 1964a, S. 392). Da aber junge Biotite gewöhnlich äußerst stark parallel n_Y und n_Z absorbieren, ist es verständlich, daß möglicherweise vorhandene pleochroitische Höfe nur schwer zu erkennen sind oder übersehen werden können (vgl. SCHWANDER & al. 1965, S. 805). Hinzu kommt auch noch die Tatsache, daß junger rekristallisierter Biotit wesentlich ärmer an Einschlüssen ist als Altbiotit.

Das Fehlen pleochroitischer Höfe um radioaktive Minerale in rekristallisierten Biotiten, was übrigens vielfach ebenfalls bei primären Altbiotiten zu beobachten ist, geht anscheinend auf einen Ionenaustausch im Gitter der alpidisch aufgewärmten Biotite zurück, der die durch Radioaktivität verursachten Schäden weitgehend beseitigte. Nach FRASL (1963, S. 424) kann der Erhaltungszustand der pleochroitischen Höfe in Biotit für die lokale Stärke der alpidischen Metamorphose in den Zentralalpen bezeichnend sein.

4.4.7 Umwandlung

In wechselnden Beträgen sind Umwandlungsprodukte des Biotits in nahezu allen biotithaltigen Gesteinseinheiten des Arbeitsgebietes vorhanden. Aus Altbiotit sind unter einem ziemlich hohen Metamorphosegrad vor allem rekristallisierter Biotit und Titanit, vereinzelt auch Rutil und Ilmenit hervorgegangen. Aus rekristallisiertem Biotit wie auch aus reliktischem Altbiotit sind unter niedrigermetamorphen Bedingungen hauptsächlich Muscovit, Chlorit, Leukoxen und Hämatit, in

geringerem Maß auch noch Epidot, Quarz, Titanit, Rutil sowie ein niedrigdoppelbrechender, schwach pleochroitischer bis völlig ausgebleichter Biotit (vermutlich Hydrobiotit) aufgekommen. Während sich rekristallisierter Biotit aus Bestandteilen völlig aufgelöster Altbiotite, vorwiegend auf mechanisch angelegten s-Flächen, neu bildete, entstanden verwaschener Biotit, Muscovit und Chlorit überwiegend pseudomorph nach Biotit, wenn sie aus diesem hervorgingen.

In Schnitten quer zur Hauptspaltbarkeit sieht man häufig, daß Biotit schichtweise // (001) in Muscovit oder Chlorit umgewandelt wird. Es entsteht somit das Bild eines mehrfach wechsellagernden Biotit/Chlorit-, Biotit/Muscovit-, selten auch Biotit/Muscovit/Chlorit-Schichtpakets. Die hierbei aus dem Biotitgitter ausgetriebenen Titan- und Eisenoxide sammeln sich am Rand der Scheiter und insbesondere auf deren Spaltrissen. Die Grenze der nichtumgewandelten Biotit- zu den durchschossenen Muscovitblättern ist scharf. Ebenfalls ziemlich scharf, wenn auch recht unregelmäßig gestaltet, sehen die Grenzen Biotit/Muscovit in Schnitten // (001) aus. Hierbei scheint Muscovit vom Rand her ins Innere der Blätter vorzugreifen. Im Gegensatz hierzu sind die entsprechenden Biotit/Chlorit-Grenzen in bezug auf Farbe wie Doppelbrechung recht fließend.

In basisparallelen Schnitten zeigen oft sich umwandelnde Biotite sowie die aus ihnen hervorgegangenen Chlorite und manchmal auch die Muscovite kurze oder lange, gruppenweise parallel angeordnete Rutilnadeln. Diese kreuzen sich häufig unter Winkeln von 60° und bilden das bekannte Sagenitgitter. Sagenitgitter aus Titanitnadeln, wie sie NIGGLI (1965) in Biotiten aus den Schweizer Alpen feststellte, konnte ich nirgends in meinem Arbeitsgebiet finden.

Biotit wandelt sich retrograd in seine Sekundärprodukte um, vor allem unter dem Einfluß auto- oder fremdhydrothermaler Lösungen (vgl. SCHWARTZ 1958, MÜLLER 1966). In einigen Fällen so z.B. bei muscovitisierten oder chloritisierten Biotiteinschlüssen in Feldspäten, scheint ein diffusiver Ionenaustausch mit im Spiel zu sein.

MÜLLER (1966) studierte eingehend, wie sich der Chemismus des Biotits ändert, wenn dieser chloritisiert oder muscovitisiert wird. Bildet sich aus Biotit Chlorit, so wandern vor allem K, Si, Ti und F ab, während einzig und allein H_2O außerordentlich zunimmt. Wird hingegen Biotit in Muscovit umgewandelt, so geschieht dies hauptsächlich durch Abfuhr von Fe^{2+}, Fe^{3+}, Mg und Ti, unter gleichzeitiger Zufuhr bedeutender Beträge an Al, Si und H_2O (vgl. auch BABU 1968).

In den Gesteinen des Arbeitsgebietes wird Biotit nur ausnahmsweise in nahezu gleichen Mengen in Chlorit und Muscovit umgewandelt. Gewöhn-

lich entsteht fast ausschließlich das eine oder das andere Sekundärmineral. Muscovit ist hierbei das weitaus vorherrschende Sekundärprodukt des Biotits. Ist die Hauptmasse des Biotits in einem Schliff chloritisiert oder muscovitisiert, so zeigt sich, daß namentlich in Feldspäten liegende Biotite unversehrt geblieben sind - Feldspat schützt anscheinend die Biotitscheiter vor den umformenden Lösungen.

Die Umwandlungsprozesse des Biotits setzten mit seiner Rekristallisation ein, vermutlich gegen das Ende der Erstarrung der Intrusivgesteine des Gebiets und syndeformativ in bezug auf die B_2-Tektonik (vgl. 3.). Chlorit und Muscovit wurden in einer späteren Phase der gleichen Deformation gebildet, allerdings unter wesentlich niedrigeren Temperaturen.

Es ist bemerkenswert, daß größere, mechanisch verbogene Scheiter stärker muscovitisiert oder chloritisiert werden als die sie umgebenden, feinschuppigen Biotite, die einer mechanischen Deformation bei weitem schwächer unterzogen sind - mechanische Beanspruchung wirkt offenbar katalytisch auf die Transformationsreaktionen des Biotits (vgl. auch BAUBERGER & al. 1961).

Das Bild, das die nur teilweise umgewandelten Biotitscheiter liefern, zeigt, daß die Reaktionen gewöhnlich frühzeitig zum Stillstand kamen, so daß kein vollkommenes Gleichgewicht während der Transformationsprozesse erreicht wurde (vgl. ANDREATTA 1960).

Den Prozeß des Übergangs des Biotits zusammen mit der An-Komponente der Plagioklase unter dem Einfluß hydrothermaler Lösungen in Chlorit, Muscovit, Titanit und Epidot mag nachstehende, stark vereinfachte Reaktionsgleichung erläutern:

$$\underset{\text{Biotit}}{5\,K(Mg,Fe^{2+})_3AlSi_3O_{10}(OH)_2} + \underset{\text{Anorthit}}{15\,CaAl_2Si_2O_8} + 3\,TiO_2 + 2\,Fe_2O_3 + 15\,H_2O$$

$$\longrightarrow \underset{\text{Chlorit}}{3\,(Mg,Fe^{2+})_5Al_2Si_3O_{10}(OH)_8} + \underset{\text{Muscovit}}{5\,KAl_3Si_3O_{10}(OH)_2} + \underset{\text{Titanit}}{3\,CaTiSiO_5}$$

$$+ \underset{\text{Epidot mit 33,3 Mol.-\% Klinozoisit}}{2\,Ca_2AlAl_2Si_3O_{12}(OH) \cdot 4\,Ca_2Fe^{3+}Al_2Si_3O_{12}(OH)}$$

TiO_2 und Fe_2O_3 werden zum größten Teil vom Biotit selbst, bisweilen auch von Hornblende oder Erzen geliefert. Bei niedrigen Temperaturen sind Titanit und Epidot instabil, so daß Ca nicht mehr zu ihrem Bau verwendet werden kann und daher mit Lösungen aus dem Gestein weggeführt wird (vgl. ESKOLA 1939, S. 359,407).

4.5 Muscovit

In geringen Mengen oder Spuren begleitet Muscovit den größten Teil der untersuchten Proben der vorliegenden Gesteine, hie und da, wie z.B. in mehreren Granitblastomyloniteinheiten, kann er sogar zu Hauptgemengteil anwachsen.

Korngröße. Die Größe der u.d.M. sichtbaren Muscovitschuppen kann sich, vielfach mit allmählichen Übergängen, vom Zehntel-μ- bis zum mm-Bereich erstrecken. Winzige, allgemein als Sericit bekannte Schuppen sind vor allem an Plagioklas gebunden.

Form, mechanische Deformation, Regelung. Mechanisch nicht verformte Muscovitscheiter sind vornehmlich idiomorph oder hypidiomorph. Letztere wurden anscheinend während ihres Wachstums von angrenzenden Muscoviten oder fremden Körnern gehindert. Quarz und Feldspäte sind hierbei die häufigsten Hindernisse sowohl parallel wie quer zur Basis des Muscovits, so daß oft ein Verdrängen des Glimmers durch diese Minerale vorgetäuscht wird.

In lebhaft durchbewegten Gesteinsbereichen löschen größere Muscovitscheiter stets undulös oder unruhig aus, sind mehrfach verbogen, geknickt, gestaucht oder zu Linsen und ausgeschwänzten Augen mit an den Enden konvergierenden Spaltrissen ausgezogen. Nicht selten sind die mechanisch beanspruchten Muscovite parallel oder quer zu ihren Basisflächen auseinander gerissen oder gehen randlich in ein feinschuppiges Häcksel über. Muscovitsträhnen sind des öfteren quer zum b des Gefüges gleichfalls in mehrere Teile auseinander gerissen. Die mechanische Deformation hat anscheinend die Muscovitkristallisation überdauert.

Während sich feinschuppiger Sericit mit (001) vorwiegend parallel zu (010)- und (001)-Spaltflächen des Wirtplagioklases einregelt (vgl. ANDREATTA 1954, S. 353), richten sich größere Muscovitscheiter in Tektoniten mit (001) straff // s aus, wobei ihre längste Achse statistisch in b des Gefüges liegt. Größere Quermuscovite treten nur spärlich auf. Diese sind mehr oder minder stark verbogen und werden von kleinen, geregelten Scheitern umflasert. In postkristallin nicht allzu stark mechanisch beanspruchten Gesteinen können hingegen immer wieder Quermuscovite angetroffen werden.

Entstehung. Wie bereits in 4.2.9 und 4.4.7 dargelegt, entsteht Muscovit sekundär aus Plagioklas oder Biotit unter dem Einfluß hydro-

thermaler Lösungen. Streß scheint hierbei katalytisch zu wirken (vgl. auch ANDREATTA 1954; TROLL 1964, S. 55,71). Sericit, aus dem durch Sammelkristallisation grobschuppiger Muscovit hervorgeht, entwickelt sich reichlich in nicht allzu An-armen Plagioklasen. Kräftig sericitisierte K-Feldspäte sind mir nie begegnet.

In Eruptivgesteinen des Arbeitsgebietes ist mit primärem, aus dem Magma auskristallisiertem Muscovit wegen dessen ziemlich niedriger oberer Stabilitätsgrenze kaum zu rechnen. In granitischen Schmelzen z.B. kann Muscovit nur unter Drücken über 1,5 kb und Temperaturen zwischen etwa 650 und 750 °C auskristallisieren (vgl. DEER & al. 1962, III, S. 25f.; MÜLLER 1966, S. 334-337).

Einschlüsse. In Muscovit sind häufig, außer den auf seinen Spaltflächen angesiedelten Leukoxen- und Hämatitkörnchen sowie etwaigen Biotitresten, namentlich kleine Feldspat- und Quarzeinschlüsse vorhanden. Seltener können auch noch Epidot-, Titanit-, Rutil-, Zirkon- oder Apatiteinschlüsse beobachtet werden, die anscheinend aus den verdrängten Biotiten und Feldspäten übernommen wurden.

4.6 Chlorit

ist Nebengemengteil mehrerer Teilbereiche der magmatogenen Gesteine des Kavala-Gebietes und des Symvolon-Gebirges.

Entstehung. Chlorit bildete sich während der retrograden Metamorphose der vorliegenden Gesteine hauptsächlich pseudomorph nach Biotit. Hierbei wurde TiO_2 als nadeliger Rutil und namentlich als feinstkörniger Leukoxen ausgeschieden, die sich rings um die Chloritschuppen oder auf deren Spaltrissen ansiedeln (vgl. 4.21, 4.22). Mitunter wurde auch wenig Eisen als Hämatit ausgeschieden (vgl. jedoch 4.4.7). Hie und da sprossen durch Sammelkristallisation der "Einkristall"-Pseudomorphosen deutlich größere Chloritschuppen auf.

Führt das Gestein Hornblende, so kann Chlorit ebenfalls auf Kosten dieses Minerals entstehen. Doch bilden sich hierbei nur selten orientierte Pseudomorphosen; vielmehr kristallisiert Chlorit aus den hydrothermalen Lösungen, in denen die Bestandteile der aufgelösten Hornblenden enthalten sind. In diesem Prozeß dürfte in geringem Maß auch noch Plagioklas als Al-Lieferant beteiligt sein (s. 4.2.9 sowie TRÖGER 1969, II, S. 586). Derart gebildete Chlorite sitzen auf Spaltflächen, Sprüngen oder in Hohlräumen verschiedener Mineralkörner, oft

auch auf Klüften der Gesteine, ihre Schuppen sind gewöhnlich fächerförmig oder radialstrahlig angeordnet.

Da chloritführende Klüfte auch in Granitblastomylonit, d.h. in einem Gestein mit Biotit als einzigem nennenswertem Mg-Fe-Silikat, vorkommen, ist anzunehmen, daß Biotit sowohl in situ chloritisiert wie auch in hydrothermalen Lösungen aufgelöst werden kann.

Zwischen Chloriten, die sich pseudomorph nach Biotit bildeten, und solchen, die unmittelbar aus hydrothermalen Lösungen auskristallisierten, sind kaum Unterschiede in bezug auf ihre optischen Eigenschaften vorhanden.

Form, mechanische Deformation, Regelung. Die stark wechselkörnigen, großenteils hypidiomorphen oder xenomorphen Chloritschuppen sind mit (001) statistisch gut in s eingeregelt, falls sie Biotit pseudomorph verdrängt haben. Demgegenüber sind Chloritschuppen, die Sprünge und Hohlräume der Minerale oder des Gesteins ausfüllen, in bezug auf die Gefügekoordinaten kaum geregelt. Größere, frei im Gestein liegende Chlorite zeigen des öfteren deutliche Anzeichen einer postkristallinen Deformation.

Farbe. Mit bloßem Auge erscheint Chlorit gewöhnlich grünblau (24/C/6).

U.d.M. ist zumeist:
// (001) blaugrün, opalgrün (25,26/C,D/5-7).
⊥ (001) farblos bis zart gelblichgrün (29/A,B/2-4).

Der Pleochroismus ist demnach mäßig bis stark. Nur selten kommen wesentlich kräftiger oder schwächer pleochroitische Chlorite vor. Erstere zeigen // (001) tiefe blaugrüne bis chromgrüne Farben (25, 26/E/8), letztere blasse oder schwache blaugrüne bis grüne Farben (25-27/A,B/2,3), während ⊥ (001) die Chlorite stets farblos bis blaß gelblichgrün bleiben.

Bemerkenswert ist die Ähnlichkeit des Farbtons // (001) mit dem Farbton // Z der Amphibole des Arbeitsgebietes. Recht auffallend ist außerdem die geringe Variationsbreite der Farbe, und insbesondere des Farbtons, von Chloriten aus verschiedenartigen Gesteinen.

Die Intensität der Chloritfarben hängt bekanntlich in erster Linie vom Verhältnis Fe/(Fe + Mg) ab (vgl. DEER & al. 1962, III, S. 152; TRÖGER 1969, S. 567f.). Die hier vorliegenden Chlorite sind in ihrer Mehrheit offenbar ziemlich Fe-reich. Ihr ausgeprägter blaugrüner Farb-

ton, welcher übrigens in der einschlägigen Literatur über Fe-reiche Chlorite nur selten anzutreffen ist, geht vermutlich auf ein niedriges Fe^{3+}/Fe^{2+}-Verhältnis zurück.

Die Auslöschung ist in bezug auf die Spaltrisse nach (001) praktisch gerade, bei mechanisch beanspruchten Schuppen jedoch ziemlich undulös oder felderhaft.

Charakter der Zone. 1´ = (+) oder (-). Vielfach kann man in ein und derselben Chloritschuppe Bereiche mit 1´ = (+) neben solchen mit 1´ = (-) beobachten. Gewöhnlich zeigen hierbei zentrale Partien der Chloritschuppen 1´ = (-), periphere hingegen, die oft an Biotit grenzen, 1´ = (+). Das Mineral ist mithin örtlich optisch negativ oder positiv, jedoch in der Übergangszone zwischen den entgegengesetzten Bereichen optisch isotrop.

Doppelbrechung. Bei 1´ = (-) kann Δ bis auf 0,008 steigen, doch beträgt es zumeist 0,003-0,005; die Interferenzfarbe ist ein anomales Gelb- bis Rotbraun der 1. Ordnung. Bei 1´ = (+) pendelt Δ gewöhnlich zwischen 0,004 und 0,006; die Interferenzfarbe ist ein anomales Blaugrau, weniger häufig Violett der 1. Ordnung. In den Grenzbereichen zum Biotit geht Δ ganz allmählich in die hohen Biotitwerte über. In der Übergangszone zwischen 1´ = (-) und 1´ = (+) nimmt Δ bis auf 0,000 ab.

Bei optisch positiven Schuppenpartien, die mit Biotit durch keinerlei Übergänge verbunden sind, ist die Chloritisierung im Sinne eines Ersatzes des Si durch Al auf Tetraederposition am weitesten fortgeschritten (vgl. auch TRÖGER 1969, II, S. 568).

Konoskopisches Bild. Es erscheint stets ein recht undeutliches Bild eines fast einachsigen, optisch positiven oder negativen Minerals.

Mg- und Fe^{2+}-Gehalt der Chlorite. Nach der Klassifikation der Chlorite von TRÖGER (1969, 1971) erweisen sich die meisten der vorliegenden Chlorite aufgrund der Farbe, des Charakters der Zone und der Doppelbrechung als Mg-Fe^{2+}-Chlorite, und zwar als Fe-Pyknochlorite und Fe-Rhipidolithe. Kräftig pleochroitische Chlorite dürften ins Feld der Fe^{2+}-Chlorite fallen. Mg-Chlorite, insbesondere Pennin und Klinochlor, sind ziemlich selten.

4.7 Amphibol

kommt in wechselnden Beträgen in mehreren Einheiten des Granodiorits bzw. Granodioritblastomylonits sowie in sämtlichen porphyrartigen Ganggesteinen vor. In leukokraten Ganggesteinen ist er hingegen nur ausnahmsweise vorhanden.

Aufgrund ihrer Paragenese und vor allem ihrer optischen Eigenschaften erweisen sich die vorliegenden Amphibole als grüne Hornblenden, untergeordnet als Glieder der Aktinolith-Reihe. Hornblende kann bekanntlich aus mehreren Normativ-Komponenten bestehen (vgl. DEER & al. 1963, II, S. 263ff.; TRÖGER 1969, II, S. 426), doch scheinen die Hastingsit- und die Aktinolithkomponente in der Hauptsache am Aufbau der im Arbeitsgebiet auftretenden Hornblenden beteiligt zu sein.

4.7.1 Form, mechanische Deformation, Regelung

Die primäre, meist hypidiomorphe Gestalt der Körner wird vielfach durch nachträgliche Deformationsvorgänge erheblich verzerrt. Es entstehen je nach Streßgrad schwach bis stark gebogene, angebrochene, polygonisierte, in einzelne Teile auseinander gerissene bis zerfetzte Körner, die gewöhnlich undulös oder feldrig auslöschen. In ac-Schnitten sehen sie häufig wie ausgeschwänzte Augen aus. Um Amphibolporphyroklasten häuft sich mitunter mechanisch klein zerriebenes Amphibolhäcksel.

Abgesehen von den ziemlich seltenen, mechanisch nur schwach beanspruchten Gesteinsbereichen, in denen die vorhandenen Amphibole wahllos angeordnet sind, liegen Amphibolkörner mit (100) fast ausschließlich in ab, mit der kristallographischen c-Achse statistisch in b des Gefüges. Nicht selten schließen sich mehrere Amphibolkörner zu langen oder kurzen Bahnen oder Schnüren zusammen, die sich, den Kleinfältelungen des Gesteins folgend, charakteristisch um größere Gefügepartner herumschmiegen.

4.7.2 Farbe

Makroskopisch erscheint Amphibol gewöhnlich dunkel graublau bis dunkel graugrünblau (23,24/F/3,4). Bisweilen ist er noch dunkler bis praktisch schwarz oder wesentlich heller bis blaßblau (23/A/3).

Farbunterschiede zwischen den vorliegenden Amphibolen betreffen

fast ausschließlich Dunkelstufe und Intensität, während der Farbton erstaunlich konstant bleibt (s. KORNERUP & al. 1963, S. 10f.). Letzterer ist fast immer für Z blaugrün (25), für Y gelbgrün (28,29), für X gelbgrün bis grüngelb (30,1). Dunkelstufe und Intensität nehmen parallel zu, in den entsprechenden Tabellen von KORNERUP & al. (1963) verteilen sich die Amphibolfarben auf ziemlich schmalen, von links unten nach rechts oben verlaufenden Streifen.

Allgemein herrschen recht dunkle Z- und Y-Farben, doch können des öfteren, selbst innerhalb eines einzigen Amphibolkorns, erhebliche Farbunterschiede beobachtet werden, wobei aber der Farbton parallel zu den einzelnen Schwingungsrichtungen stets unverändert bleibt. Zwischen in bezug auf Z,Y annähernd farblosen und sehr dunklen Amphibolen vermitteln in verschiedenen Gesteinseinheiten, zuweilen jedoch in ein und derselben Probe, Körner mit allen Farbintensitäten und -dunkelstufen entlang den erwähnten diagonalen Streifen in den Tabellen von KORNERUP & al. (1963). X besetzt stets nur die links unten liegenden Teile der diagonal verlaufenden Streifen.

Der Pleochroismus ist bei nichtfarblosen Amphibolen stets:
$Y > Z > X$ für die Dunkelstufe, $Y \sim Z > X$ für die Intensität,
$Z > Y > X$ für die blaue Farbkomponente.

Die Farben der vorliegenden Amphibole hängen anscheinend im wesentlichen von deren Gehalt an Fe_{tot} wie vom Fe^{2+}/Fe^{3+}-Quotient ab. Nach MACCARTHY (1926) führt fortschreitende Oxydation des Fe^{2+} bei eisen- und hydroxylhaltigen Mineralen zunächst zu blauen und dann zu grünen und oliv Farbtönen der ursprünglich farblosen Mineralphasen.

Amphibolkörner sind vielfach, wie bereits oben erwähnt, nicht einheitlich gefärbt: Es lassen sich innerhalb dunkler Körner verschieden große, deutlich unregelmäßig verteilte hellere bis völlig farblose Flecken erkennen (Abb. 69,147). Diese nehmen gewöhnlich nur einen kleinen Teil des ganzen Amphibolkorns ein, doch können sie zuweilen zu größeren Bereichen zusammenwachsen, in denen nur noch kleine dunkle Amphibolreste inselartig eingebettet sind. Letztere löschen untereinander in der Regel einheitlich aus, jedoch etwas unterschiedlich zu den hellen Partien. Die Grenze zwischen dunklen und hellen Kornbereichen ist teils scharf, teils verschwommen; allmähliche Farbübergänge treten meist zurück.

In Haufen teilweise verblaßter Amphibole werden ab und zu selbständige helle Körner angetroffen, welche, genauso wie die hellen

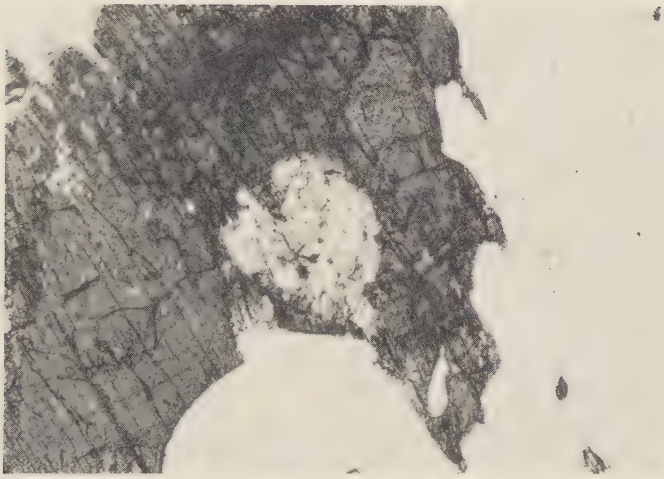


Abb. 69: Hornblende (dunkel) geht in Grammatit (heller Fleck) über.- Granodiorit-blastomylonit; Probe-Nr. 5, Dünnschl.-Nr. 4218 (1,03 x 0,74 mm, Nic. //).

Flecken, sowohl aufgrund der Farbe wie auch des optischen Achsenwinkels und der Doppelbrechung deutlich gegen die dunklen Amphibole absetzen.

Bei den hellen Amphibolpartien oder -körnern handelt es sich zumeist um jüngere Gebilde, die sekundär unter dem Einfluß hydrothermaler Lösungen aus den dunklen Amphibolteilen hervorgegangen sind: Oft greifen sie von Sprüngen, Spaltrissen, Hohlräumen oder vom Rand aus ins Innere der dunklen Körner vor. Nach außen hin sind die neugebildeten hellen Amphibolbereiche mitunter faserig oder nadelig entwickelt und können spießig in benachbarte Gefügepartner hineinragen.

Zum Teil entfärbte Hornblenden werden von mehreren Autoren (z.B. NICKEL 1952; TROLL 1964, S. 34) berichtet. Nach BOSE (1961) wurden dunkle Hornblenden eines Amphibolits aus Bihar sekundär unter dem Einfluß zugeführter, alkalienhaltiger hydrothermaler Lösungen metasomatisch ausgebleicht. PROPACH (1968, S. 17) beschreibt eine aktinolithische Hornblende aus einem Gabbro bei Plößberg (Bayerischer Wald), die "fleckig aus brauner und grüner Hornblende hervorgeht". VOULTSIDIS (1973, S. 34) beschreibt ebenfalls eine schwach grünliche (n_Z) aktinolithische Hornblende aus dem Hornfels-Amphibolit von Schauerbach (Bayerischer Wald), die eine braune, regionalmetamorph entstandene Hornblende vom Rand aus verdrängt.

Bei den hier vorliegenden, z.T. oder gänzlich verwaschenen Amphibolen handelt es sich vermutlich überwiegend um Fe-arme Glieder der Aktinolithreihe (Grammatit) oder um aktinolithische Hornblenden, die retrograd unter dem Einfluß hydrothermaler Lösungen zusammen mit Chlorit und Epidot auf Kosten der grünen Hornblenden, möglicherweise auch der Anorthitkomponente der Plagioklase entstanden. Reaktionsgleichungen, die den Prozeß umschreiben, wie etwa Hornblende + $H_2O \rightleftharpoons$ Aktinolith + Chlorit + Epidot + Quarz oder Hornblende + Anorthit + $H_2O \rightleftharpoons$ Chlorit + Aktinolith + Quarz, sind von mehreren Autoren vorgeschlagen (s. z.B. WEINELT 1958; DEER & al. 1962, III, S. 154; DEER & al. 1963, II, S. 259 und die dort erwähnte Literatur). Assoziierter Epidot und Chlorit neben entkalktem Plagioklas scheinen in zahlreichen hornblendeführenden Gesteinseinheiten des Arbeitsgebietes diese Gleichungen zu bestätigen (vgl. auch WENK & al. 1969, S. 164). Ausgetriebenes Eisen wird mitunter zu Magnetit kristallisiert, wie dies mit mehreren Magnetitkristallen durchspickte verwaschene Hornblendeteile zeigen.

Außer dem sekundär aus Hornblende entstehenden Aktinolith oder der aktinolithischen Hornblende wird oft in der Literatur auch von primären Amphibolkörnern berichtet, die aus einfach verwachsenen

hellen Aktinolith- und dunklen Hornblendeteilen bestehen (vgl. z.B. DEER & al. 1963, II und die dort zitierte Literatur; TROLL 1968, S. 26). Die ziemlich scharfen Grenzen zwischen Hornblende und Aktinolith werden verschiedentlich als ein Indiz der Unmischbarkeit der beiden Phasen unter den gegebenen Kristallisationsbedingungen angesehen. In anderen Fällen können nur variierende Wachstumsbedingungen als Ursache der Hornblende-Aktinolith-Verwachsungen in Frage kommen (vgl. auch NICKEL 1952).

In porphyrartigen Ganggesteinen können mehrfach neben den sekundär entstandenen auch noch zonar angeordnete oder eine Sanduhrstruktur andeutende helle Amphibolbereiche beobachtet werden, die sicherlich primär, infolge wechselnder PTX-Zustände entstanden sind. Besonders ausschlaggebend scheint hierbei die Kristallisationstemperatur zu sein. Niedrige Temperatur, wie sie für die letzten Stadien der Kristallisation der porphyrartigen Gänge anzunehmen ist, begünstigt den Bau der hellen Spielart, die sich als Saum um die dunkelgrünen Großhornblenden anlegt.

4.7.3 Doppelbrechung

$\Delta(n_Z-n_X)$ = 0,016-0,027. Zwischen Eigenfarbe und Doppelbrechung der Amphibole scheint ein deutlicher Zusammenhang zu bestehen: Je heller, d.h. je eisenärmer ein Korn, desto höher die Doppelbrechung. Nach DEER & al. (1963, II, Fig. 66,76-78) und TRÖGER (1971, I) nimmt Δ, ausgenommen der Glieder der Aktinolith-Reihe, bei allen hier in Frage kommenden Amphibolen mit steigendem Eisengehalt zu. Es wird somit die Annahme bekräftigt, daß es sich bei den meisten der hellen Amphibolkörner und -kornbereiche, die in zahlreichen der untersuchten Gesteinsproben mit dunklen Hornblenden vergesellschaftet sind oder aus diesen sekundär hervorgingen, um eisenarme Glieder der Aktinolith - Reihe handelt. Dunkle Hornblenden haben zum größten Teil Δ-Werte um 0,020.

4.7.4 Konoskopisches Bild

O.A.E. (010), erste Mittellinie stets X, $2V_X$ = 29-78°. Der Achsenwinkel wächst in der Regel mit abnehmender Absorption, d.h. mit fallendem Fe-Gehalt. Für beide optischen Achsen ist stets r>v, wenn sie auch nicht immer gleich stark dispergiert sind.

Nach DEER & al. (1963, II, Fig. 76-78 und S. 300) nimmt $2V_X$ sowohl bei gemeinen Hornblenden als auch bei Gliedern der Tschermakit-

und der Pargasit-Ferrohastingsit-Reihe mit steigendem Niggli-mg-Wert (=Mg/(Mg + Fe^{2+} + Fe^{3+} + Mn)) zu (vgl. auch EVANS & al. 1960). Da allerdings zwischen gleich stark absorbierenden Körnern eines Dünnschliffs vielfach erhebliche $2V_x$-Unterschiede festzustellen sind, können offenbar noch weitere Faktoren, etwa die mechanische Deformation des Gitters, die Größe des Achsenwinkels beeinflussen.

4.7.5 Auslöschungsschiefe

Z/c = 12-26°. Einen Zusammenhang zwischen Auslöschungsschiefe und Farbe oder $2V_x$ habe ich nicht feststellen können. Dementsprechend variiert Z/c in den vorliegenden Amphibolen unabhängig von ihrem MgO/(MgO+FeO+Fe_2O_3+MnO)-Verhältnis (=Niggli-mg-Wert); der Einfluß des letzteren auf Z/c wird anscheinend von anderen, z.Z. noch unbekannten Faktoren weitgehend abgeschwächt.

4.7.6 Zwillinge

Amphibolkörner sind meist nicht verzwillingt. Nur vereinzelt kommen einfach verzwillingte Körner oder Körner mit einer ziemlich breiten, zentralen Zwillingslamelle vor. Verwachsungsfläche ist stets (100).

4.7.7 Pleochoroische Höfe

dunkelbrauner Farbe (n_z) werden nur sporadisch in grünen Hornblenden angetroffen. Radioaktive Erreger der Höfe sind vor allem Orthit und Monazit. Pleochroitische Höfe sind manchmal deutlich höher doppelbrechend als das übrige Hornblendekorn; z.B. im pleochroitischen Hof $\Delta = \pm 0{,}023$, im restlichen Korn $\Delta = 0{,}016$-$0{,}017$. Wiederholt erscheinen um radioaktive Minerale in Hornblende überhaupt keine Strahlungshöfe - die durch Radioaktivität verursachten Gitterschäden wurden vermutlich, wie beim Biotit, während jüngerer thermischer Ereignisse behoben.

4.7.8 Umwandlung

Hornblende wurde vielfach unter dem Einfluß der im Verlauf der letzten Stadien der Kristallisation der Magmatite eingesetzten oder

verstärkten K-Zufuhr teilweise oder vollkommen in Biotit umgewandelt (vgl. 4.4.5). Es ist bemerkenswert, daß zugeführtes K nicht immer Hornblende biotitisiert, sondern des öfteren in K-Feldspat gebunden wird, der zwischen oder um erhaltengebliebene Hornblendekörner kristallisieren kann (vgl. unter "K-Feldspat" in 5.2.4).

Während der in allen Gesteinen des Arbeitsgebietes wirksam gewesenen diaphthoritischen Prozesse fügte sich Hornblende öfter den neuen PTX-Bedingungen, indem sie ihren Chemismus entsprechend änderte. Die ursprünglichen, vermutlich oliv oder braunen Farben // Z sind daher restlos verschwunden, an ihre Stelle trat stets ein blaugrüner Farbton. Beim Unterschreiten der Grenze Amphibolit-/Grünschieferfazies zerfällt grüne Hornblende, mehrfach zusammen mit Anorthitkomponente der Plagioklase, unter dem Einfluß hydrothermaler Lösungen, wie bereits weiter oben erwähnt, in Fe-armen Aktinolith, Chlorit und Epidot. Folgende vereinfachte Reaktionsgleichung versucht den Prozeß zu beschreiben:

$$\underset{\text{Hastingsit}}{10\ NaCa_2(Mg,Fe^{2+})_4Fe^{3+}Al_2Si_6O_{22}(OH)_2} + \underset{\text{Anorthit}}{16\ CaAl_2Si_2O_8} + \underset{\text{Quarz}}{24\ SiO_2} + 17\ H_2O$$

$$\longrightarrow \underset{\text{Aktinolith}}{4\ Ca_2(Mg,Fe^{2+})_5Si_8O_{22}(OH)_2} + \underset{\text{Chlorit}}{4\ (Mg,Fe^{2+})_5Al_2Si_3O_{10}(OH)_8}$$

$$+ \underset{\text{Epidot mit 28,6 Mol.-\% Klinozoisit}}{4\ Ca_2AlAl_2Si_3O_{12}(OH) \cdot 10\ Ca_2Fe^{3+}Al_2Si_3O_{12}(OH)} + \underset{\text{Albit}}{10\ NaAlSi_3O_8} + Al_2O_3$$

Diese Reaktion erfolgt unter Verbrauch von Quarz. Bei anderen Hornblendekomponenten jedoch, wie etwa Tschermakit, erscheint Quarz auf der rechten Seite der Gleichung (vgl. z.B. SHIDO 1958, S. 180). Der entstehende Albit dient offenbar zum Bau von Plagioklas II sowie zur Perthitisierung der K-Feldspäte. Aus Al_2O_3 wird Sericit gebildet (vgl. auch 4.2.9 und 4.4.7). Mitunter gehören zu den Zerfallsprodukten der Hornblende auch Magnetit, Hämatit, Titanit oder Leukoxen. Aktinolith bleibt seinerseits nicht immer stabil sondern kann, genauso wie Hornblende, chloritisiert oder epidotisiert werden (s. Reaktionsgleichungen in DEER & al. 1963, II, S. 259 und TRÖGER 1969, II, S. 474).

4.8 Granat

zählt zu den seltenen Mineralen des untersuchten Gebietes. Abge-

sehen von wenigen Granodiorit- und Aplitproben, die unbedeutende Beträge an Granat führen, sind die vorliegenden Gesteine granatfrei.

Die akzessorischen Granate der aplitischen Ganggesteine sind allem Anschein nach deuterisch bzw. retrograd metamorph durch Reaktion der überschüssigen Tonerde mit Kieselsäure und Biotit entstanden (Abb. 70) Der Vorgang wird durch folgende, vereinfachte chemische Gleichung umrissen:

$$\underset{\text{Biotit}}{K(Fe^{2+}, Mg)_3AlSi_3O_{10}(CH)_2} + Al_2O_3 + 3SiO_2$$

$$\longrightarrow \underset{\text{Pyrop-Almandin}}{(Fe^{2+},Mg)_3Al_2Si_3O_{12}} + \underset{\text{K-Feldspat}}{KAlSi_3O_8} + H_2O$$

Al_2O_3 und SiO_2 leiten sich offenbar aus zersetzten Plagioklasen ab (vgl. auch 5.4.1.1.4 sowie ESKOLA 1939, S. 405 und DEER & al. 1962, III, S. 72).

Der in einigen Granodioritproben angetroffene Granat wurde vermutlich auf ähnlichem Weg gebildet. Hierfür spricht sein jüngeres Alter im Vergleich zu den meisten Hauptkomponenten des Gesteins. Doch gibt es daneben auch noch älteren, aus Hüllgesteinen übernommenen Granat, der in manchen kontaminierten Randbereichen des Granodiorits enthalten ist.

4.9 Apatit

Abgesehen von Quarz- und Turmalin-Quarz-Gängen, die nur selten Apatit führen, sind geringe Apatitmengen in allen magmatogenen Gesteinen des Arbeitsgebietes zugegen.

Frei im Gefüge liegende Apatite erscheinen in Tektoniten überwiegend kantengerundet zersprungen bzw. in zwei oder mehreren Teilen auseinander gebrochen. Ihre c-Achse ist in s mit Maximum in b des Gefüges eingeregelt.

Apatitkörner sind gewöhnlich farblos, mitunter werden sie jedoch sekundär mit Fe-Hydroxiden imprägniert, die aus Erzen oder umgewandelten Silikaten, allen voran Biotiten, freiwerden. Solche Apatite sehen daher mehr oder minder bräunlich aus.

4.10 Monazit

ist mit wenigen kleinen, überwiegend idiomorphen oder hypidiomor-

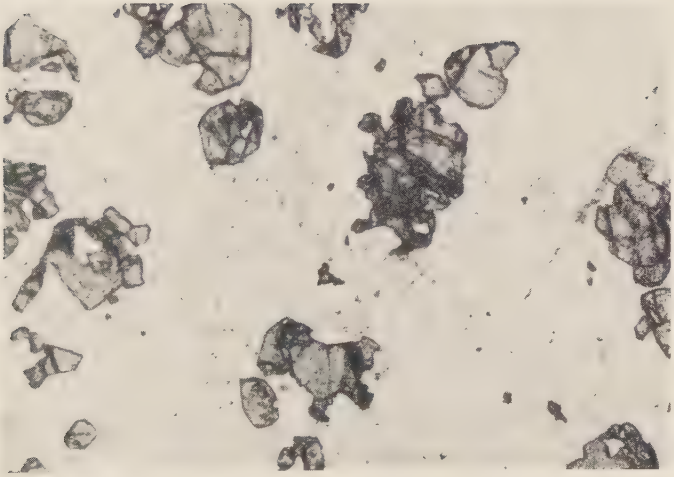


Abb. 70: Granatkörner wachsen amöbenartig zwischen den hellen Gemengteilen des Gesteins und schließen sie vielfach ein.- Leukokrates Ganggestein; Probe-Nr. 69, Dünnschl.-Nr. 4206 (2,6 x 1,9 mm, Nic. //).

phen Kristallen in einigen Dünnschliffen der untersuchten Gesteine vorhanden.

Charakteristisch sind pleochroitische Höfe, die um die seltenen Monaziteinschlüsse in Biotit oder Hornblende entwickelt sind (vgl. 4.4.6 und 4.7.7).

4.11 Turmalin

ist neben Quarz Hauptbestandteil der Turmalin-Quarz-Gänge und -Kluftbeläge. Die von GEORGIADES (1954, S. 333) erwähnten roten Turmaline, die akzessorisch in Granit aus dem Kavala-Gebiet vorkommen sollen, sind mir nirgends begegnet.

4.12 Zirkon

4.12.1 Allgemeines

Abgesehen von Quarz-, Turmalin-Quarz- sowie vielen Aplit-Gängen die entweder zirkonfrei oder ganz -arm sind, begleitet Zirkon mit wenigen Kristallen nahezu alle Dünnschliffe der vorliegenden Gesteine. Allgemein liegt sein Anteil weit unter 0,1 Vol.-%, zumeist zwischen 0,001 und 0,01 Vol.-%.

Das Studium der Zirkone hat sich in den letzten Jahren als sehr geeignet zum Verständnis vieler petrogenetischer Fragen erwiesen. Ist der primäre Zustand der Gesteine infolge metamorpher oder tektonischer Ereignisse vollständig verwischt, so ist das Zirkonstudium in vielen Fällen die einzige Möglichkeit, Auskunft über die Vorgeschichte der Gesteine zu erhalten (vgl. POLDERVAART 1950, 1955, 1956; LARSEN & al. 1957; HOPPE 1962, 1963; KÖHLER 1968, 1970; GRIEBEL 1970).

Für die Gesteine meines Arbeitsgebietes ist die Untersuchung ihrer Zirkone insofern sehr wichtig, als oft das primäre Gesteinsgefüge infolge durchgreifender mechanischer Deformationen und metamorpher Ereignisse nicht mehr erkennbar ist. In extremen Fällen kann weder makro- noch mikroskopisch zwischen Ortho- und Paragestein unterschieden werden. Besonders unsicher war die Herkunft der nördlich der kristallinen Kalkzüge auftretenden blastomylonitischen Silikatgesteine. Wie an anderen Stellen dieser Schrift berichtet, zeigen diese Gesteine örtlich mehr magmatische oder mehr sedimentäre Merkmale. Dies

ist vermutlich der Grund, warum sie auf den geologischen Karten von OSSWALD (1931), RENZ & al. (1954), MEYER & al. (1963), KOCKEL & al. (1965), MARATOS (1972) einfach als Gneise oder Glimmerschiefer des Rhodope-Kristallins bezeichnet sind, ohne daß ihr Ursprung festgelegt wäre. OSSWALD (1938, S. 12), KRONBERG (1966, 1969, 1973), KRONBERG & al. (1970), KRONBERG & al. (1974) halten sie für Paragesteine. Eine befriedigende Antwort auf die Frage nach der Herkunft der betreffenden Gesteine oder nach deren Kristallisationsbedingungen könnte daher zunächst das Studium ihrer Zirkone liefern. Als sehr vorteilhaft schien hierbei auch der Vergleich mit den Eigenschaften der Zirkone sicherer Paragesteine (sehr feinkörniger Plagioklas-Gneis) einerseits und magmatogener Gesteine andererseits zu sein.

Die Zirkongesellschaft eines Gesteins wird am besten anhand von Dünnschliffen und Zirkonpräparaten studiert, da jede Methode gewisse Vorteile und Nachteile hat (vgl. HOPPE 1963, FISCHER 1964b). Für die von mir untersuchten Gesteine des Kavala-Gebietes und des Symvolon-Gebirges hat sich die Dünnschliffmethode wegen der Seltenheit der vorhandenen Zirkone als wenig geeignet erwiesen, so daß Ergebnisse, die auf Dünnschliffzirkonen beruhen, nicht immer als ganz zuverlässig zu betrachten sind. Bei petrogenetisch wichtigen Zirkonpopulationen war ich deswegen vor allem auf Zirkonstreupräparate angewiesen. Nichtsdestoweniger liefern etliche Dünnschliffe wertvolle Auskünfte, namentlich über die Lage der Zirkone im Gefüge sowie über sehr kleine Kristalle, die während der Aufbereitung der Zirkonkonzentrate verlorengehen. Auch große, langprismatische Zirkone sind manchmal in Dünnschliffen trotz ihrer Seltenheit besser zu beobachten als in Streupräparaten, wo sie wegen ihrer Anfälligkeit gegen Bruch (alten und neuen) nur selten anzutreffen sind.

Zirkonpräparate habe ich aus 10 Proben angefertigt: Granitblastomylonit 4, Granodiorit und -blastomylonit 3, Ganggestein (Monzogranit) 1, sehr feinkörniger Plagioklas-Gneis 2.

Zirkonstreupräparate wurden nach einem einheitlichen Schema wie folgt hergestellt: Repräsentative Gesteinsproben von 0,5-1,0 kg wurden gebrochen, gemahlen und gesiebt, bis das Material durch das 150-µ-Sieb gehen konnte. Anschließend wurde es geschlämmt und mit Schwereflüssigkeiten (Tetrabromäthan, Dijodmethan) in eine leichte und eine schwere Fraktion getrennt. Aus letzterer wurde das Zirkonkonzentrat magnetisch mit dem Franz Isodynamik Separator gewonnen. Dieses wurde zur Ermittlung des Zirkongehaltes seines Muttergesteins gewogen und darauf durch einen Probeteiler in mehrere kleine Mengen geteilt, die zum Anfertigen der Streupräparate dienten. Als Einbet-

tungsmittel habe ich Piperin (n = 1,678) verwendet. Der nicht abgedeckte Konzentratsrest wurde für Beobachtungen unter dem Binokular benützt. Um kleine Zirkoneinschlüsse in Apatit zu studieren, habe ich aus den parallel zu den Zirkonkonzentraten gewonnenen Apatitkonzentraten entsprechende Streupräparate hergestellt.

Bei dem Studium der Streupräparate habe ich Tracht und eine Reihe weiterer morphologischer Eigenschaften sowie Länge und Breite der Zirkone statistisch erfaßt. Daneben ist auch die Doppelbrechung mehrerer Zirkonkristalle bestimmt und viele andere ihrer Merkmale beschrieben worden.

4.12.2 Zirkongehalt der untersuchten Gesteinsproben

Sehr feinkörniger Plagioklas-Gneis (Proben Nr. 127, 132): ca. 20 g/t. Granodiorit, Granodioritblastomylonit: Probe Nr. 6 110 g/t, Probe Nr. 23 10 g/t, Probe Nr. 30 25 g/t. Granitblastomylonit (Proben Nr. 35,41,50,52): 15-30 g/t. Ganggestein (Probe Nr. 81): 30 g/t.

4.12.3 Farbe

Im durchgehenden Licht erscheinen die Zirkone meistens farblos bis leicht rötlich. Ihr Inneres ist klar oder wegen winziger Einschlüsse, die vor allem an der ehemaligen Oberfläche aufeinanderfolgender Hüllen der zonargebauten Kristalle haften, etwas trüb. Sind unter den winzigen Einschlüssen mehrere braune Erzteilchen (Ilmenit?) vorhanden, wie bei der Mehrheit der Zirkone des Granitblastomylonits, so sehen die Kristalle hell- bis dunkelbraun aus.

Im Auflicht erscheinen die Zirkone der magmatogenen Gesteine gewöhnlich schwach rötlich oder bräunlich (Granodiorit, Granodioritblastomylonit, Ganggestein), hell- bis dunkelbraun (Granitblastomylonit), seltener farblos oder milchig-trüb. Milchig-trüb sind mitunter nur einzelne Teile der sonst klaren Kristalle. GRÜNENFELDER (1963) konnte an Zirkonen aus dem Granodioritgneis von Acquacalda (Schweiz) nachweisen, daß milchig-trübe Kristalle wesentlich höhere Beträge an H_2O und U enthalten als durchsichtige (vgl. auch FRASL 1963, S. 425f.).

Zirkone aus sehr feinkörnigem Plagioklas-Gneis sind ebenfalls bräunlich, doch erscheinen sie wegen ihrer rauhen, zerkratzten Oberfläche sowohl im Durch- wie im Auflicht ziemlich trüb.

4.12.4 Doppelbrechung

In jeder Probe wurde die Doppelbrechung an 30-40 Körnern anhand deren Interferenzfarbe und Dicke (= Breite) bestimmt. In allen Zirkonpopulationen gibt es einzelne Kristalle oder Kristallteile, die erheblich abweichende Doppelbrechungen vom Mittelwert aufweisen. Doch besitzt der größte Teil der Zirkone jeder Probe Δ-Werte, die nur geringfügig vom Mittelwert abweichen.

Doppel- und Lichtbrechungsunterschiede kommen deshalb zustande, weil die Kristalle chemisch nicht einheitlich zusammengesetzt sind oder ungleich große strukturelle Baufehler aufweisen, so daß sie verschieden stark geneigt sind, den metamikten Zustand zu erreichen (vgl. HUTTON 1950; DEER & al. 1962, TRÖGER 1969, II).

Bei den einzelnen Zirkonproben habe ich nachstehende Δ-Werte ermittelt. (Jeweils wird der niedrigste, der höchste und der arithmetische Mittelwert aufgeführt.)

Sehr feinkörniger Plagioklas-Gneis.

Probe-Nr.	Δ
127	0,053 (0,035-0,069)
132	0,052 (0,022-0,063)

Da die Dicke der mechanisch abgerollten Zirkone vielfach ein wenig kleiner ist als ihre Breite, liegen die wirklichen Δ-Werte vermutlich etwas höher als die ermittelten. In beiden Proben kommen vereinzelte Kristalle mit unregelmäßig verteilten Bereichen verschieden hoher Doppelbrechung vor.

Granodiorit, Granodioritblastomylonit.

Probe-Nr.	Δ
6	0,052 (0,043-0,060)
23	0,055 (0,020-0,063)
30	0,055 (0,042-0,065)

Geringe Δ-Unterschiede (meist ±0,005) lassen sich manchmal innerhalb eines einzigen Zirkons erkennen. Unterschiedlich doppelbrechende Bereiche sind über den Kristall entweder unregelmäßig oder weniger häufig zonar angeordnet. Letzterer Fall ist mir vor allem in Probe Nr. 23 begegnet, wo Δ bisweilen bis auf 0,020 sinken kann. Bei solchen Zirkonen könnte man von zonar gestörtem Wachstum sprechen (vgl. HOPPE 1963, KÖHLER 1968).

Ganggestein (Probe-Nr. 81). Δ = 0,049 (0,028-0,065).
Kleine Doppelbrechungsunterschiede (bis 0,007) erscheinen zuweilen

innerhalb ein und desselben Kristalls, und zwar insbesondere bei zonargebauten Zirkonen. Hierbei wechseln höher mit niedriger doppelbrechenden Schalen ab, so daß sie deutlich erkennbar werden. Auch eine Sanduhrstruktur ist manchmal wegen der ungleichen Interferenzfarben zu sehen. Zirkone mit unterschiedlich doppelbrechenden, regellos über den Kristall verteilten Partien sind selten.

Granitblastomylonit.

Probe-Nr.	Δ
35	0,055 (0,030-0,070)
41	0,056 (0,043-0,067)
50	0,056 (0,040-0,068)
52	0,057 (0,045-0,065)

Wesentliche Unterschiede zwischen den vier Proben, vor allem in bezug auf den Mittelwert, gibt es nicht. Zwischen den Zirkonen ein und derselben Probe ist jedoch eine ziemlich weitgespannte Variationsbreite vorhanden. Geringe Δ-Unterschiede (bis 0,005) können auch hier innerhalb eines einzigen Kristalls festgestellt werden. Derartige Differenzen treten hauptsächlich zwischen unregelmäßig verteilten, unscharf begrenzten Bereichen der Zirkonkristalle hervor. Die einzelnen Schalen der zonargebauten Kristalle weichen in ihrer Doppelbrechung nur unwesentlich voneinander ab. Der Zonarbau ist dementsprechend normal, ein zonar gestörtes Wachstum (HOPPE 1963, KÖHLER 1968) kommt nicht in Betracht.

4.12.5 Morphologie

In jedem Präparat wurden bei einer 800fachen Gesamtvergrößerung die gestaltlichen Eigenschaften von 170-180 Zirkonen studiert und statistisch erfaßt. Um den subjektiven Faktor bei der Auswahl dieser Zirkone auszuschalten, habe ich jeweils sämtliche Kristalle berücksichtigt, die beim Verschieben des im Kreuzschlitten befestigten Streupräparates innerhalb eines gleichgroß bleibenden Kreises lagen.

Die morphologischen Eigenschaften der Zirkone wurden nach einem Schema gegliedert (vgl. Tab. 4), das in mancher Hinsicht mit dem von HOPPE (1963) aufgestellten übereinstimmt. Aber im Gegensatz zu HOPPEs Schema, wo nur die auffälligste Formeigenschaft jedes Zirkons eingetragen wird, habe ich versucht, möglichst alle gestaltlichen Merkmale eines Kristalls zu beachten. Es ist ja möglich, daß ein Zirkon zugleich zonar gebaut, wachstumsbehindert und korrodiert ist. Wird

ein Kristall nur nach dem vorherrschenden Merkmal registriert, so spielt hierbei der subjektive Faktor sicherlich eine große Rolle. Um dieser Schwierigkeit zu begegnen, habe ich die Zirkone nach Haupt- und Nebenmerkmalen eingeteilt: Jeder Kristall kann nur ein Hauptmerkmal, jedoch mehrere oder gar keine Nebenmerkmale aufweisen. Demnach ist die Summe der prozentualen Vertretung der Hauptmerkmale stets 100, während diejenige der Nebenmerkmale größer oder kleiner als 100 sein kann. Die Tracht der Zirkone wurde in dieses Schema nicht aufgenommen; sie wird im Anschluß an diesen Abschnitt getrennt behandelt.

Zonarbau ist nur dann zu erkennen, wenn unterschiedliche Licht- und Doppelbrechung oder Einschlußdichten vorhanden sind oder wenn winzige Schmutzpartikelchen, Kriställchen oder Flüssigkeits- und Gasbläschen an der Oberfläche der Schalen anhaften (Abb. 79,94,101,102, 107,117,124,126). Es ist daher damit zu rechnen, daß ein Teil der zonargebauten Kristalle wegen Fehlens der genannten Merkmale als nicht zonar eingestuft worden ist.

Die von mir beobachteten Zirkonkerne zeichnen sich entweder durch mehrere kleine Einschlüsse aus, ohne daß eine scharfe Grenze zum übrigen, weitgehend einschlußfreien Kristall sichtbar ist (Abb. 80,81, 83,87,122), oder lassen ihre Umrisse wegen einer im Vergleich zur Kristallhülle verschieden großen Einschlußmenge oder auch wegen unterschiedlicher Lichtbrechung sowie Oberflächenschmutzes ziemlich leicht erkennen (Abb. 93,95,116,121). Ersterer Fall kommt vor allem bei Zirkonen aus Granodiorit und Granodioritblastomylonit sowie sehr feinkörnigem Plagioklas-Gneis, letzterer bei Zirkonen aus Granitblastomylonit und dem Ganggestein vor. Wie HOPPE (1963) ausführlich berichtet, ist es möglich, daß mancher Kern unerkannt bleibt, wenn keine wesentlichen Unterschiede zwischen diesem und der umhüllenden Zirkonsubstanz bestehen.

Nahezu alle hier beobachteten Kerne zeigen vermutlich die ersten Stadien des Zirkonwachstums im Magma an. Denn bei übernommenen Zirkonen würde man eine große Anzahl Kerne erwarten, die wegen abweichender Licht- und Doppelbrechung sowie rauher und verunreinigter Oberfläche, welche bis zur Undurchsichtigkeit des Kerninnern führen könnte, vom restlichen Kristall deutlich zu unterscheiden wären. In den vorliegenden Proben sind nur spärlich Zirkonkerne anzutreffen, welche, ausgenommen die Doppelbrechung, die angeführten Merkmale aufweisen. Doch können auch diese Kerne, trotz des augenfälligen Hiatus

zur Zirkonhülle, nicht mit Sicherheit als ererbt betrachtet werden; denn sie kommen in Proben mit überwiegend zonargebauten Kristallen vor, so daß sie aller Wahrscheinlichkeit nach als erste Stufen des Zonarbaues zu deuten sind (vgl. KÖHLER 1968, S. 15).

Nach HOPPE (1963, S. 33) ist bei idiomorphen Kernen eher an Zonarbau als an übernommene Zirkone zu denken. Die Idiomorphie oder Allotriomorphie der Kerne sowie ihre Lage im Kristallinnern können jedoch für die von mir untersuchten Zirkone keine brauchbaren Kriterien sein, ob der Kern magmaeigen oder ererbt ist. Denn es wechseln bei zonargebauten Kristallen immer wieder rundliche mit hypidiomorphen oder eigengestaltigen Schalen bis zum Kern, der seinerseits gleichfalls rundlich, teil- oder vollidiomorph sein kann; auch eine wechselnde Exzentrizität der einzelnen Zonen ist hierbei durchaus nicht selten zu beobachten.

Da alle zonargebauten Zirkone ihr Wachstum um einen Kern vollzogen haben, der genetisch nicht mit Sicherheit zu deuten ist, sind in die Gruppe der kernführenden Zirkone nur solche Kristalle eingeordnet, die lediglich eine einzige Hülle um den Kern erkennen lassen (vgl. HOPPE 1963, S. 11,13). Ist der Kern nicht allothigen, was hier meist der Fall zu sein scheint, so können derartige Zirkone als einfach zonargebaut angesehen werden.

Als wachstumsbehindert werden solche Kristalle betrachtet, die wegen des Vorhandenseins fremder Körper im Raum, wo sie gewachsen sind, keine vollidiomorphe Gestalt entwickeln konnten. Derartige Zirkone sind eingebuchtet oder weisen recht verzerrte, etwa birnen- oder spindelartige Formen auf (Abb. 82,84,87,89,90,100,103,105). Die Art des behindernden Körpers - ob Kristall, feste rundliche Substanz, Gas- oder Flüssigkeitsblasen - habe ich nicht zu bestimmen versucht, da der subjektive Faktor andernfalls wegen der Konvergenzerscheinungen einen starken Einfluß spielen würde; es ist ja bekannt, daß auch Kristalle wiederholt rundlich abgegrenzt sein können. Sind die Zirkonkristalle korrodiert, abgebrochen oder infolge eines mechanischen Transports abgerollt, so können ursprünglich vorhandene Zeugen einer Wachstumsbehinderung nur noch unscharf erscheinen oder vollkommen fehlen.

Als korrodiert gelten diejenigen Kristalle, die namentlich an den Pyramidenenden und Bruchflächen rauh oder eingebuchtet sind, oft sogar dermaßen, daß hahnenkammähnliche Formen entstehen (Abb. 71,99,114,

119,125). Demgegenüber zeigen die ziemlich häufigen Auswachsungen glatte Umrisse, vielfach - bei magmatischen Zirkonen - mit deutlich erkennbaren Kristallflächen. Auswachsungen sind allgemein eine Art Weiterwachstums der Zirkone, das dann eintritt, wenn der Kristallisationsprozeß des Zirkons örtlich irgendwie - z.B. durch Wachstumsbehinderung, Korrosion oder Bruch - unterbrochen wird. Der zeitliche Abstand zwischen den beiden Wachstumsphasen kann kurz oder lang sein (Abb. 79,81,113,120).

Die in der Regel orientierten, verschieden großen Auswachsungen können in den untersuchten Proben zum größten Teil als letztes Stadium der Kristallisation der einzelnen Zirkonkristalle aufgefaßt werden. Doch gibt es auch wasserklare Auswachsungen, die einen deutlichen Kontrast zum übrigen Kristall bilden. Diese könnten als Neuwachstum betrachtet werden, vor allem dann, wenn sie auf verschmutzten Bruchflächen der Körner sitzen.

Neuwachstum um die Pyramidenenden kommt nur untergeordnet vor, und zwar fast ausschließlich bei zonargebauten Kristallen. Es ist in der Regel höckerig und normal doppelbrechend. Offenbar entspricht es zumeist der äußersten, nicht vollkommen gebildeten Schale der zonargebauten Zirkonkristalle. Manchmal entsteht aber der Eindruck, daß, genauso wie bei einem Teil der erwähnten Auswachsungen, ein beträchtlicher Hiatus zwischen der Hauptkristallisation der Zirkone und ihrem Weiterwachstum vorliegt. Dies ist besonders dann der Fall, wenn die Oberfläche der Pyramidenenden stark verunreinigt ist, wogegen die umgebende neuentstandene Zirkonsubstanz spiegelklar erscheint.

Werden zwei oder mehr miteinander verwachsene Zirkone angetroffen, deren Grenzflächen deutlich zu erkennen sind (Unterschied zu den Auswachsungen), so werden sie in die Gruppe der Aggregate eingeordnet. Die kristallographischen Achsen der verwachsenen Kristalle stehen meist parallel oder subparallel zueinander.

Orientierte Zirkon-Xenotim-Verwachsungen kommen äußerst selten vor, erscheinen daher in den Tabellen nicht.

Die morphologischen Eigenschaften der untersuchten Zirkonpopulationen sind im einzelnen wie folgt:

Sehr feinkörniger Plagioklas-Gneis (Proben Nr. 127,132; Tab. 4; Abb. 71-78). Die Zirkongesellschaften beider Proben sind sehr ähnlich. Kennzeichnend ist der hohe Prozentsatz abgerundeter Zirkone. Hypidiomorphe Kristalle sind selten, idiomorphe liegen weit unter 1 %. Die

Zirkone sind mehr oder weniger angebrochen, ihre Oberfläche ist rauh, zerkratzt und großenteils mit Narben bedeckt. Das Innere der Kristalle kann deshalb nur schwierig studiert werden. Offenbar haben die Zirkone ihre Form im Zuge eines sedimentären Transports erhalten (vgl. HOPPE 1963, S. 74,83). Hierfür spricht nicht zuletzt die Tatsache, daß auch gebrochene Körner recht abgerollt sind, so daß ihre längste Achse vielfach nicht mehr mit der kristallographischen c-Achse zusammenfällt, eine Eigenschaft, die geradezu charakteristisch für "sedimentäre" Zirkone ist (s. MURTHY & al. 1964, S. 125; MALCUIT & al. 1972, S. 1206). Die Zirkonpopulation des Gesteins ist demnach allothigen. Eine Ausnahme bilden kleine klare Auswachsungen mehrerer Zirkonkörner, die anscheinend im Gestein entstanden sind.

Primäre Auswachsungen sowie Anzeichen einer Wachstumsbehinderung sind infolge des mechanischen Transports weitgehend verwischt. Das gleiche gilt vermutlich auch noch für primäre Korrosionsmerkmale, so daß der hohe Prozentsatz korrodierter Zirkone in beiden Proben auf Ereignisse zurückzuführen ist, die sich im Gestein abspielten. Anscheinend folgte auf eine Phase hoher pH-Werte, während deren die Zirkone korrodiert oder angelöst wurden, eine Phase niedriger pH-Werte, welche die erneute Kristallisation eines Teils der aufgelösten Zirkonsubstanz als Auswachsungen an den vormetamorphen, sedimentären Zirkonkörnern erlaubte (Abb. 73). Es ist ja längst bekannt, daß saures Milieu die Zirkonkristallisation fördert, basisches hingegen diese hemmt oder zur Korrosion bereits gebildeter Kristalle führt (vgl. MALCUIT & al. 1972, S. 1203f. und die dort zitierten Schriften).

Der Zonarbau, der bei ziemlich vielen Zirkonen registriert wurde, ist überwiegend idiomorph oder abwechselnd idiomorph-rundlich. Hinsichtlich der Doppelbrechung ist er normal, nicht gestört. Dies erschwert - zusätzlich zu der trüben Oberfläche der Körner - seine Erkennbarkeit, so daß der tatsächliche Anteil zonargebauter Kristalle vermutlich größer ist als der in der Tab. 4 aufgeführte. Derart zonargebaute Zirkone sind ursprünglich, d.h. vor ihrem sedimentären Transport, aus einer Schmelze ausgeschieden worden; eine primäre Kristallisation in metamorphen Gesteinen ist unwahrscheinlich.

Kerne heben sich ebenfalls nur schwach vom übrigen Kristall ab. Ganz selten kommen Kerne vor, die mit Sicherheit als übernommen, d.h. nicht im gleichen Medium mit der Zirkonhülle gewachsen, angesehen werden können.

Als Einschlüsse sind in Zirkon kleine, nicht näher identifizier-

Tabelle 4 : Morphologie der Zirkone

Probe Nr. 127

			a	b	c	d	e
A	I						
	II						
	III						
B	I	3		1			
	II	1					
	III	1					
C	I	30	8	4	1	4	
	II	26	7	5		4	2
	III	11	3	2		2	
D	I	14	3	3	1	3	
	II	9	2	2		2	1
	III	5	2	1	1	1	
Summe		100	25	18	3	16	3

A	-	I(B-D)	47
B	5	II(B-D)	36
C	67	III(B-D)	17
D	28		100
	100		

Probe Nr. 132

			a	b	c	d	e
A	I						
	II						
	III						
B	I	4	1	1			
	II	1					
	III	1					
C	I	33	7	6	1	5	
	II	21	5	5	1	3	1
	III	13	3	2		2	
D	I	16	4	5		4	
	II	7	2	1		2	1
	III	4	1	1		1	
Summe		100	23	21	2	17	2

A	-	I(B-D)	53
B	6	II(B-D)	29
C	67	III(B-D)	18
D	27		100
	100		

Erläuterung der Symbole:

1) Hauptmerkmale

A,B,C,D Äußere Form
- A Idiomorphe Kristalle
- B Hypidiomorphe Kristalle. (Vor allem an einem Ende gerundet oder wachstumsbehindert.)
- C Xenomorphe Kristalle. (Vor allem an beiden Enden, oft auch an den Prismenflächen gerundet oder stark wachstumsbehindert.)
- D Im Gestein gebrochene Kristalle. (Bruchfläche gerundet, korrodiert oder mit Neuwachstum; z.T. auch scharf, aber wegen anhaftender winziger Partikel schmutzig.)

I,II,III Kristallinneres
- I Ohne sichtbaren Zonarbau oder Zirkonkern
- II Mit Zonarbau
- III Mit Zirkonkern, ohne sichtbaren Zonarbau

2) Nebenmerkmale. (Sie betreffen die Klassen B,C,D, d.h., idiomorphe Kristalle zeigen keine Nebenmerkmale.)

- a Wachstumsbehinderung
- b Korrosion
- c Aggregatbildung
- d Auswachsungen
- e Neuwachstum um die Pyramidenenden, meist höckerig

Tabelle 4 : Morphologie der Zirkone, Forts.

Probe Nr. 6

			a	b	c	d	e
	I	3					
A	II	3					
	III	5					
	I	13	9	1	2	2	
B	II	12	7	1	2	2	
	III	19	14	2	2	7	
	I	7	4	1	2	2	
C	II	8	5	2	2	2	
	III	17	8	4	4	4	
	I	5	2	1	1	2	
D	II	3	1		1	2	
	III	5	2		1	3	
Summe		100	52	12	17	26	

A	11	I(A-D)	28
B	44	II(A-D)	26
C	32	III(A-D)	46
D	13		100
	100		

Probe Nr. 23

			a	b	c	d	e
	I	15					
A	II	4					
	III	7					
	I	22	14	2	4	3	
B	II	7	3			1	
	III	16	8	1	2	4	
	I	4	2	1			
C	II	2	1				
	III	4	2				
	I	11	5	1	1	4	
D	II	2			1		
	III	6	2	1	1	3	
Summe		100	37	6	9	16	

A	26	I(A-D)	52
B	45	II(A-D)	15
C	10	III(A-D)	33
D	19		100
	100		

Probe Nr. 30

			a	b	c	d	e
	I	11					
A	II	2					
	III	7					
	I	19	10	1	2	3	
B	II	5	2				1
	III	21	12	2	2	6	
	I	5	3			1	
C	II	1	1			1	1
	III	7	4		1	3	
	I	9	4	1	2	4	1
D	II	2	1				
	III	11	4	1	1	2	
Summe		100	41	5	8	20	3

A	20	I(A-D)	44
B	45	II(A-D)	10
C	13	III(A-D)	46
D	22		100
	100		

Probe Nr. 81

			a	b	c	d	e
	I	8					
A	II	15					
	III	5					
	I	13	6	1	2	2	1
B	II	30	10	2	2	4	6
	III	9	2		1	3	
	I	2	1		1	1	
C	II	7	2	1	1	1	2
	III	1	1		1		
	I	2	1		1		
D	II	7	2	1	1	2	2
	III	1			1		
Summe		100	25	5	11	13	11

A	28	I(A-D)	25
B	52	II(A-D)	59
C	10	III(A-D)	16
D	10		100
	100		

Tabelle 4 : Morphologie der Zirkone, Forts.

Probe Nr. 35

			a	b	c	d	e
	I	2					
A	II	2					
	III						
	I	13	7	1		2	
B	II	22	10	3		5	2
	III	4	2			1	
	I	7	4			1	
C	II	14	5	4		3	1
	III	3	1				
	I	8	4	2		2	
D	II	23	8	6	2	5	1
	III	2	1				
Summe		100	42	16	2	19	4

A	4	I(A-D)	30
B	39	II(A-D)	61
C	24	III(A-D)	9
D	33		100
	100		

Probe Nr. 41

			a	b	c	d	e
	I	2					
A	II	3					
	III						
	I	7	4	2		2	
B	II	28	10	6	2	12	2
	III	5	2		1	1	
	I	1			1	1	
C	II	23	8	7	2	10	2
	III	1			1		
	I	3	1			1	
D	II	25	5	8	2	11	3
	III	2				1	
Summe		100	30	23	9	39	7

A	5	I(A-D)	13
B	40	II(A-D)	79
C	25	III(A-D)	8
D	30		100
	100		

Probe Nr. 50

			a	b	c	d	e
	I	3					
A	II	6					
	III	1					
	I	5	1			1	
B	II	26	17	4	1	7	1
	III	3	1			1	
	I	4	2		1	2	
C	II	19	11	3	2	3	2
	III	2	1				
	I	4	2			2	
D	II	24	10	3	2	7	1
	III	3	1			1	
Summe		100	46	10	6	24	4

A	10	I(A-D)	16
B	34	II(A-D)	75
C	25	III(A-D)	9
D	31		100
	100		

Probe Nr. 52

			a	b	c	d	e
	I	3					
A	II	5					
	III	1					
	I	5	3			1	
B	II	29	17	7	2	15	3
	III	4	3	1		2	
	I	8	4	1	1	1	
C	II	11	5	2		3	2
	III	4	1			1	1
	I	5	2			2	
D	II	23	9	3		8	3
	III	2	1				
Summe		100	45	14	3	33	9

A	9	I(A-D)	21
B	38	II(A-D)	68
C	23	III(A-D	11
D	30		100
	100		

bare Partikelchen vorhanden, die entweder über den ganzen Kristall gleichmäßig verstreut oder in einzelnen Zonen bzw. im Kern angereichert sind; ferner überwiegend langsäulige bis nadelige, eigengestaltige oder etwas wachstumsbehinderte Zirkon- und Apatitkristalle, die gewöhnlich achsenparallel zum Wirtkristall liegen.

Interessant sind kleine, idiomorphe, langprismatische oder nadelige Zirkonkristalle, die in rund 1 % der Apatitkörner eingeschlossen sind. Diese Zirkone stehen in der Regel schräg sowohl zueinander wie zu c_{Ap}. Mechanisch abgerollte, sedimentäre Zirkone in Apatit sind mir nicht begegnet. Dies liegt vermutlich zum größten Teil in der ansehnlichen Korngröße der Zirkone, die im Gegensatz zu kleinen Kristallen den mechanischen Transport überlebten.

Da die vorliegenden Zirkonkörner sekundär mehr oder weniger kräftig abgerollt wurden, läßt sich meist nicht finden, ob sie ursprünglich idiomorph oder rundlich waren. Auch für die Art ihrer Muttergesteine ist ihr gegenwärtiges, recht einheitliches Bild kaum aufschlußreich. Als primär magmatisch können mit ziemlicher Sicherheit nur solche Zirkone betrachtet werden, die einen idiomorphen Zonarbau aufweisen, sowie kleine, schlanke, idiomorphe bis hypidiomorphe Zirkoneinschlüsse in großen Zirkonen oder Apatiten.

Granodiorit, Granodioritblastomylonit (Proben Nr. 6,23,30; Tab. 4; Abb. 79-92). Wie aus der Tab. 4 zu ersehen, sind die Proben Nr. 23 und 30 sehr ähnlich, wogegen die Probe Nr. 6 von diesen zwei Proben beträchtlich abweicht. Allen drei ist der hohe Anteil an Kernen gemeinsam, die aber zumeist als frühe Wachstumsstufen der Kristalle und nur selten als eindeutig ererbt angesehen werden können (Abb. 80, 81,83,85,87,89,90,92). Denn es handelt sich bei ihnen hauptsächlich um einschlußreiche zentrale Bereiche der Zirkone, die durch allmähliche Abnahme ihrer Einschlußdichte in die äußeren, einschlußarmen oder -freien Kristallteile übergehen. Auch der umgekehrte Fall, d.h. einschlußreiche Ränder um klare Kerne, wobei der Übergang wiederum fließend ist, kommt hin und wieder vor. Demgegenüber sind Kerne, deren Oberfläche durch anhaftende Fremdkörperchen sichtbar gemacht wird, äußerst selten.

Einschlüsse sind Apatit- und Zirkonkristalle, Gas- oder Flüssigkeitsblasen, und namentlich winzige, kaum durchsichtige Partikelchen, die schlechthin als Schmutz bezeichnet werden können. Die nicht allzu häufigen Gas- und Flüssigkeitsblasen haben unregelmäßige Gestalt und

wechselnde Größe. Wurden sie nicht vollkommen in den heranwachsenden Zirkon eingebettet, so erscheinen sie nunmehr als Einbuchtungen der Kristalloberfläche. Nach außen offene Hohlkanäle, die bei manchen Zirkonen beobachtet wurden, sind wohl auf diese Weise entstanden.

Proben Nr. 23,30 (Abb. 84-92). Charakteristisch ist der im Vergleich zu anderen Proben hohe Anteil an idiomorphen und dementsprechend der niedrige Anteil an xenomorphen Kristallen. Letztere sind vorwiegend an den Pyramidenflächen gerundet. Gerundete Pyramidenenden weisen mitunter flachhöckerige Unebenheiten auf, die durch höckeriges Wachstum entstanden sind.

Sichtbar zonargebaute Kristalle machen nur einen kleinen Teil der Zirkongesellschaft aus. Dies deutet auf eine kaum unterbrochene Kristallisation hin.

Bei den wachstumsbehinderten Zirkonen geht es meist um kleine Einbuchtungen der Kristalloberfläche; stark verunstaltete Körner sind selten. Korrodierte Zirkonkristalle treten ebenfalls zurück.

Apatitkörner enthalten nur selten Zirkoneinschlüsse. Letztere sind überwiegend langprismatisch oder nadelig (L/B bis über 20/1) und liegen gewöhnlich parallel oder subparallel zur kristallographischen c-Achse des Apatits bzw. zu dessen Kristallflächen.

Probe Nr. 6 (Abb. 79-83). Stark ausgeprägt ist hier das rundliche Wachstum der Kristalle; nicht selten erinnern diese an die rundlichen Granulitzirkone, die von HOPPE (1963) beschrieben wurden. Da außerdem wachstumsbehinderte und korrodierte Kristalle ebenfalls häufig sind, ist der Prozentsatz idiomorpher Kristalle niedrig, xenomorpher hingegen hoch. Oft kommen ferner Aggregate, Auswachsungen und zonargebaute Kristalle vor. Letztere zeigen in der Regel einen normalen, engscharigen Zonarbau, der vielfach nur anhand zonar angeordneter Schmutzpartikelchen erkannt werden kann. Es ist mithin anzunehmen, daß ein erheblicher Teil zonargebauter Kristalle mangels derartiger Verunreinigungen unerkannt bleibt.

Die Zahl zerbrochener Zirkone liegt, vermutlich wegen der zumeist gedrungenen Gestalt der intakten Kristalle, wesentlich niedriger als bei den beiden anderen Proben des Gesteins. Dafür treten öfter zersprungene, mitunter auch geknickte Zirkonkristalle auf. Die Sprünge sind in mehreren Fällen mit Schmutz oder Hämatit ausgefüllt.

Apatitkörner sind auch hier weitgehend zirkonfrei. Die seltenen Zirkoneinschlüsse liegen mit ihrer c-Achse meistens schräg zu c_{Ap}.

Granitblastomylonit (Proben Nr. 34,41,50,52; Tab. 4; Abb. 93-121). Obwohl die Fundpunkte der untersuchten Proben voneinander beträchtlich entfernt liegen, sind die morphologischen Eigenschaften ihrer Zirkone sowohl in qualitativer wie in quantitativer Hinsicht verblüffend ähnlich.

Vollidiomorphe Kristalle kommen nur untergeordnet vor (vgl. Abb. 95,101,102,104,107,110,116). Daran ist nicht zuletzt die hohe Anzahl gebrochener Kristalle schuld, die wiederum auf die kräftige mechanische Deformation des Gesteins zurückgeht. Hypidiomorphe Kristalle bilden die überwiegende Mehrheit der Zirkone (z.B. Abb. 118,120). Dies ist wohl der wesentlichste Unterschied zu den sedimentären Zirkonpopulationen der viel schwächer durchbewegten sehr feinkörnigen Plagioklas-Gneise, die nur zu einem geringen Teil aus hypidiomorphen Zirkonkörnern bestehen.

Rundliches Wachstum kommt vor allem an den Pyramidenenden der Körner vor, während ihre Prismenflächen und Kanten zum größten Teil eben bzw. gerade sind. Aus dem Rahmen fällt nur die Probe Nr. 50, in der eine größere Anzahl prismen- und kantengerundeter Kristalle vorhanden ist. Diese, die in mancher Hinsicht an Zirkone der Granodioritblastomylonit-Probe Nr. 6 erinnern, verdanken ihre Gestalt einem rundlichen Wachstum, das wiederholt von einer Wachstumsbehinderung begleitet wird.

Korrodierte Zirkone sind im vorliegenden Gestein viel häufiger vertreten als im Granodiorit und Granodioritblastomylonit (z.B. Abb. 119). Auch orientierte Auswachsungen kommen des öfteren vor. Ins Auge springen mehrere kleine, rundliche bis teilidiomorphe, klare Pyramidenenden, die aus der verschmutzten und vielfach scharfen Bruchfläche altgebrochener Zirkone ragen. Ähnliche kleine, klare Auswachsungen sind mir auch an dunklen, verunreinigten Pyramidenenden vieler Zirkone begegnet. An der Stelle, wo die Auswachsung sitzt, ist der Kristall in vielen Fällen etwas angebrochen (Abb. 113,120).

Erheblich hoch liegt der Prozentsatz zonargebauter Kristalle. Wahrscheinlich ist dieser Anteil in Wirklichkeit noch größer, da nicht alle Zirkone deutlich erkennbare Unterschiede zwischen den einzelnen Schalen aufweisen, um mit Sicherheit als zonargebaut registriert zu werden. Der hohe Betrag engscharig zonargebauter Kristalle,

die keinerlei Anzeichen eines sedimentären Transports aufweisen, spricht eindeutig für einen magmatogenen Ursprung der vorliegenden Zirkongesellschaften und damit auch ihres Muttergesteins (vgl. HOPPE 1963, S. 55f., 75; FRASL 1963, S. 425). Allein der Zonarbau widerspricht also der Ansicht von KRONBERG (1966, 1969, 1973), KRONBERG & al (1970, 1974), nach der dieses Gestein ein niedrigmetamorphes Paragestein sei.

Zwischenschalen zonargebauter Kristalle sind oft wachstumsbehindert, korrodiert oder besitzen Auswachsungen, während die anliegenden Zonen eigengestaltig sein können. Bemerkenswert ist außerdem bei manchen Zirkonen eine Art Sanduhrstruktur.

Kerne können wegen des vorherrschenden Zonarbaues nur ausnahmsweise mit Sicherheit als ererbt, d.h. durch Assimilation älteren, ins Granitmagma gelangten Gesteinsmaterials angesehen werden; vielmehr entsprechen sie Frühstadien des Zirkonwachstums im Magma. Sie sind rundlich oder vollidiomorph, klar oder wegen einer großen Anzahl eingeschlossener, häufig auch an ihre Oberfläche angelagerter Mikrolithe fast undurchsichtig, wobei Zwischenzustände stets vorhanden sind.

Äußere Schalen der zonargebauten oder kernbesitzenden Zirkone sind überwiegend klar, doch gibt es in allen Proben wenige Kristalle, die einschlußreiche, schmutzige Ränder um weitaus klarere innere Zonen und Kerne haben (Abb. 97,98,101,107,112,114).

Kerne nicht zonargebauter Kristalle sind vielfach rohidiomorph und weisen scharfe Grenzen zur Kristallhülle auf; derartige Zirkone könnten daher als einfach zonargebaut betrachtet werden (s. HOPPE 1963, S. 87). Demgegenüber kommen nur sporadisch Kerne vor, die aufgrund uneinheitlich verteilter Einschlüsse vermutet werden, ohne daß scharfe Grenzen erkennbar wären.

Zonarbau und magmaeigene Kerne der vorliegenden Zirkone weisen auf eine wiederholt unterbrochene und erneut eingesetzte Kristallisation in einem seine physikochemischen Eigenschaften immer wieder ändernden Milieu hin.

Aggregate aus zwei bis drei kleinen, dunkelbraunen, zonargebauten Zirkonen werden manchmal von hellerer, ebenfalls zonargebauter Zirkonsubstanz umwachsen, so daß ein einheitlicher, fast idiomorpher Kristall entsteht (Abb. 111). Die c-Achsen der eingeschlossenen Kerne und der Hülle liegen hierbei parallel. Bemerkenswert sind da-

neben auch noch auseinandergebrochene, dunkle, zonargebaute Kerne, die in helle, desgleichen zonare Zirkonsubstanz eingebettet sind. Vereinzelt sind mir außerdem Zirkone begegnet, deren eine Hälfte dunkelbraun und gerundet, die andere hell und nahezu idiomorph war. Bei derartigen Kristallen liegt nach HOPPE (1963) ein alter, gebrochener Zirkon vor, der von der Bruchfläche aus weitergewachsen ist. Es bleibt jedoch offen, ob dieser gebrochene, dunkle Zirkon sowie alle dunkelbraunen Kerne ererbt oder magmaeigen sind.

Eingeschlossen in Zirkon finden sich kleine, lang-, weniger häufig kurzsäulige Apatite und Zirkone, die mit ihrer c-Achse zumeist parallel oder subparallel zur c-Achse des Wirtkristalls liegen. Zuweilen haften kleine Apatitkörner an der Oberfläche der Zirkone, wo sie als wachstumsbehindernde Körper wirken. Die Gestalt der eingeschlossenen Zirkone ähnelt im großen und ganzen derjenigen der freien Kristalle. Ferner kommen als Einschlüsse in Zirkon unregelmäßig gestaltete, z.T. kanalförmige Flüssigkeits- oder Gasblasen und insbesondere winzige, gewöhnlich dunkelbraune Mikrolithe vor, die vermutlich Ilmenit und Fe-Hydroxiden entsprechen. Alle diese Einschlüsse sind vornehmlich an Kern- und Zwischenschalenoberflächen der Zirkonwirte angereichert, doch können sie bisweilen im Kern, in einer Zwischenzone, selten sogar über den ganzen Kristall homogen verteilt sein (s. z.B. Abb. 112).

Zirkoneinschlüsse in Apatit sind in den Proben Nr. 35 und 50 selten, in Probe Nr. 52 kommen sie etwas häufiger vor. Demgegenüber enthält fast jedes dritte Apatitkorn der Probe Nr. 41 eingeschlossene Zirkone. In einigen Apatiten dieser Probe wurden sogar bis zu 30 Zirkonkriställchen gezählt.

Im großen und ganzen ähneln die Zirkoneinschlüsse der Apatite in ihrer Gestalt den großen Zirkonen dieser Proben. So zeigen z.B. die Zirkonkriställchen vielfach rundliche Pyramidenenden oder sind wachstumsbehindert. Geknickte und auseinandergebrochene Kriställchen kommen gleichfalls häufig vor, was mit der hohen Anzahl gebrochener Großzirkone übereinstimmt. Die Farbe ist außerdem, genauso wie bei den großen Kristallen, bräunlich.

Einen Zonarbau zeigen die kleinen Zirkone nicht, weil sie entweder noch keinen entwickelt hatten, als sie eingeschlossen wurden, oder diesen wegen ihrer geringen Größe nicht sichtbar machen lassen. Kerne können ebenfalls nicht festgestellt werden.

Die Länge der meisten Zirkonkriställchen schwankt zwischen 10 und 20 µ, ihr L/B-Verhältnis zwischen 4 und 7 (max. 75). Mittel- bis langsäulige Kriställchen sind somit häufig, kurzsäulige und nadelige hingegen selten.

In bezug auf das Apatitgitter scheinen die Zirkoneinschlüsse vielfach nicht geregelt zu sein. Dennoch sind nicht ganz selten Zirkone, die mit ihrer c-Achse parallel bzw. subparallel zur c-Achse des Apatits oder zu dessen Kristallflächen liegen.

Das Vorhandensein kleiner, schlanker Zirkone in authigenen Apatiten - wie übrigens auch noch in mehreren anderen Mineralphasen - spricht für den magmatischen Ursprung des vorliegenden Gesteins. Denn es ist unwahrscheinlich, daß kleine Zirkonkriställchen einen mechanischen Transport überdauern können.

Ganggestein (Probe Nr. 81; Tab. 4; Abb. 122-128). Seine Zirkonpopulation besteht überwiegend aus hypidiomorphen und idiomorphen Kristallen. Gebrochene Zirkone treten zurück, vermutlich deshalb, weil das Gestein nicht allzu kräftig mechanisch beansprucht worden ist.

Auffallend hoch liegt der Anteil zonargebauter Kristalle. Der Zonarbau ist zumeist engscharig und normal; er wird durch zonar angeordnete Schmutzpartikelchen erkennbar, die in wechselnden Beträgen in den einzelnen Schalen eingeschlossen sind oder an deren Oberflächen haften. Zirkone mit ungleich hoch licht- oder doppelbrechenden Zonen sind nur untergeordnet vorhanden. An diesen können manchmal auch Rekurrenzen beobachtet werden. Ein Teil der als nicht zonargebaut registrierten Kristalle, ist wahrscheinlich doch zonar gebaut, nur konnte ihr Zonarbau nicht wahrgenommen werden. Es ist bemerkenswert, daß einige der untersuchten Zirkone anstelle des üblichen Zonarbaues eine Sanduhrstruktur aufweisen. Im Gegensatz zum Rand der Zirkone, der überwiegend teil- oder vollidiomorph ist, können innere Schalen in vielen Fällen allotriomorph sein. Nicht selten wechseln auch fremd- mit eigengestaltigen Zonen.

Kerne werden gewöhnlich anhand angesammelten Schmutzes im Innern der Kristalle vermutet; sie zeigen allem Anschein nach die ersten Wachstumsstadien der Zirkone im Magma an (Abb. 122). Deutlich erkennbare Kerne (starke Licht- und Doppelbrechungsunterschiede zur Kristallhülle, gerundete oder gebrochene Formen, an die Kernoberfläche angelagerte Gas- und Flüssigkeitsblasen oder verschiedene Mikrolithen), die als ererbter Altbestand gedeutet werden könnten, sind selten.

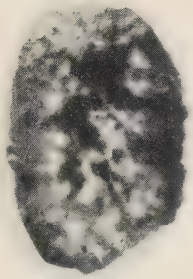


Abb. 71

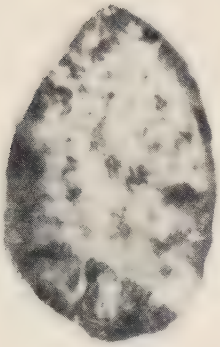


Abb. 72

Abb. 73

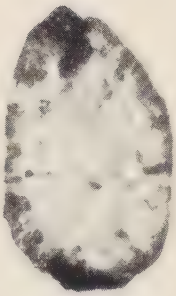


Abb. 74

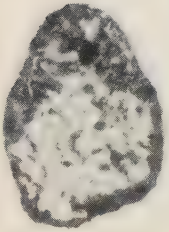


Abb. 75

Abb. 76

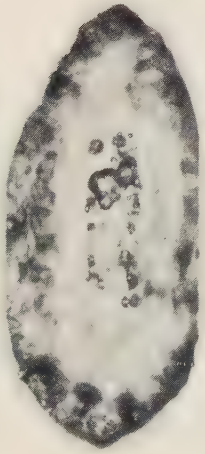


Abb. 77

Abb. 78

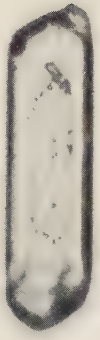


Abb. 79

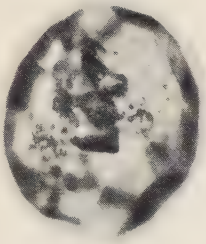


Abb. 80

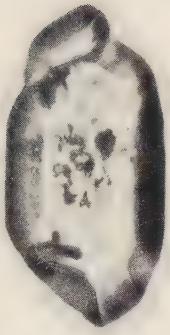


Abb. 81

Abb. 82

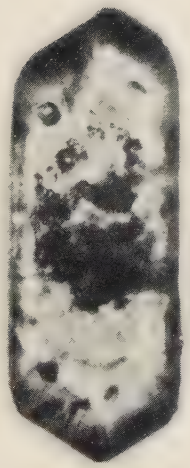


Abb. 83

Abb. 84

Abb. 85

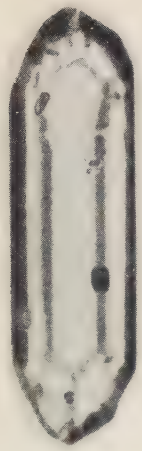


Abb. 86

Abb. 87

Abb. 88

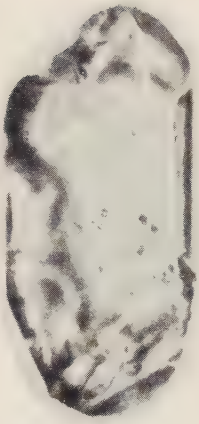


Abb. 89

Abb. 90

Abb. 91

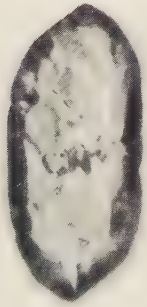


Abb. 92

Abb. 93

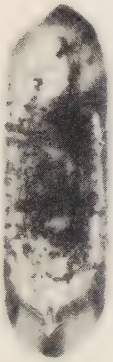


Abb. 94

Abb. 95

Abb. 96

Abb. 97

Abb. 98

Abb. 99

Abb. 100

Abb. 101

Abb. 102

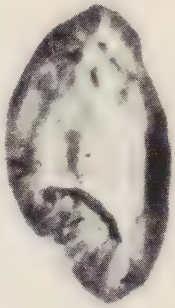


Abb. 103

Abb. 104

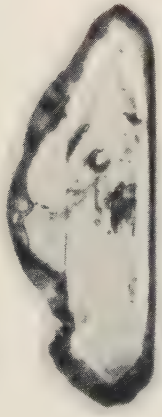


Abb. 105

Abb. 106

Abb. 107

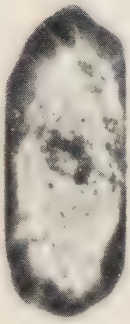


Abb. 108

Abb. 109

Abb. 110

Abb. 111

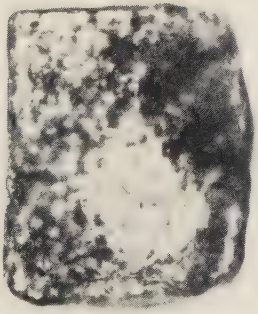


Abb. 112

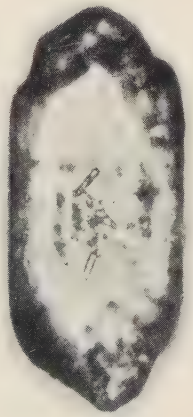


Abb. 113

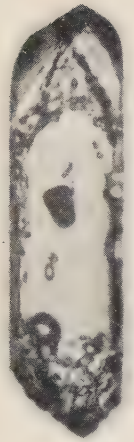


Abb. 114

Abb. 115

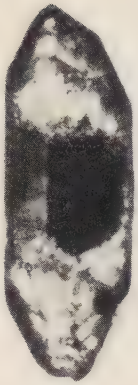


Abb. 116

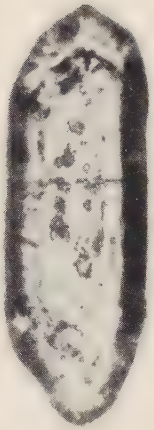


Abb. 117

Abb. 118

Abb. 119

Abb. 120

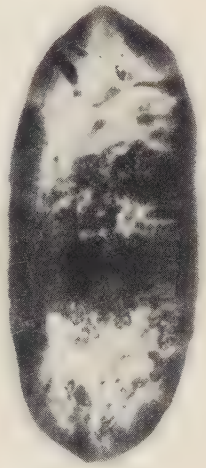


Abb. 121

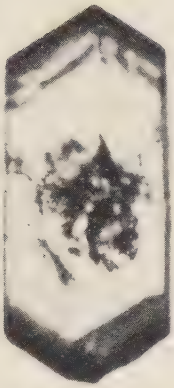


Abb. 122

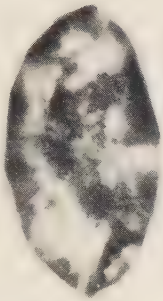


Abb. 123

Abb. 124

Abb. 125

Abb. 126

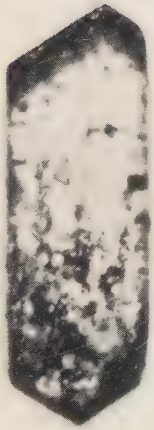


Abb. 127

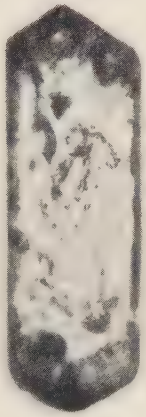


Abb. 128

Erläuterung der Abbildungen

Die Zirkone des sehr feinkörnigen Plagioklas-Gneises (Abb. 71-78)

Abb. 71 : Infolge mechanischen Transports kanten- und flächengerundeter, abgerollter Zirkon. Der Kristall wurde vermutlich nach der mechanischen Verunstaltung auch noch korrodiert. An seiner Oberfläche hat sich viel Schmutz angesammelt, der das Kristallinnere unsichtbar macht.- Länge 63 μ; Probe-Nr. 127.

Abb. 72 : Infolge mechanischen Transports kanten- und flächengerundeter Zirkon.- Länge 102 μ; Probe-Nr. 127.

Abb. 73 : Wie bei Abb. 72. An den Kristallenden ist wenig klares Neuwachstum zu erkennen.- Länge 111 μ; Probe-Nr. 127.

Abb. 74 : Wie bei Abb. 72.- Länge 87 μ; Probe-Nr. 127.

Abb. 75 : Wie bei Abb. 72. Die Oberfläche des Kristalls ist stark geritzt und eingebuchtet.- Länge 63 μ; Probe-Nr. 127.

Abb. 76 : Wie bei Abb. 72.- Länge 129 μ; Probe-Nr. 132.

Abb. 77 : Wie bei Abb. 72. Eingeschlossene Mikrolithe sowie kleine Flüssigkeits- und Gasblasen zeigen einen Kern an.- Länge 135 μ; Probe-Nr. 132.

Abb. 78 : Wie bei Abb. 72.- Länge 75 μ; Probe-Nr. 132.

Die Zirkone des Granodiorits bzw. Granodioritblastomylonits (Abb.79-92)

Abb. 79 : Lichtbrechungsunterschiede und Mikrolitheinschlüsse zeigen deutlich den Zonarbau des Kristalls an. Am oberen Ende hat sich eine kleine Auswachsung entwickelt.- Länge 75 μ; Probe-Nr. 6.

Abb. 80 : Fastisometrischer, flächenreicher, idiomorpher Zirkon enthält viele, verschieden große Einschlüsse, die auf den größten Teil des Kristalls verteilt sind.- Länge 75 μ; Probe-Nr. 6.

Abb. 81 : Wachstumsbehinderter, hypidiomorpher Zirkon mit kleiner Auswachsung am oberen Ende. Der eingeschlossene Schmutz im zentralen Bereich des Kristalls zeigt vermutlich ein frühes Stadium des Zirkonwachstums im Magma selbst an.- Länge 99 μ; Probe-Nr. 6.

Abb. 82 : Stark wachstumsbehinderter, allotriomorpher Kristall.- Länge 69 μ; Probe-Nr. 6.

Abb. 83 : Der Schmutz im Innern des Kristalls zeigt einen Kern an, der nicht mit Sicherheit als allothigen oder authigen anzusehen ist.- Länge 141 μ; Probe-Nr. 6.

Abb. 84 : Schlanker, wegen Wachstumsbehinderung xenomorph ausgebildeter Kristall.- Länge 198 μ; Probe-Nr. 23.

Abb. 85 : Unbedeutend wachstumsbehinderter, fast vollidiomorpher Zirkon mit ungleich stark entwickelten Kristallflächen. An den Pyramidenspitzen des auf (100) sitzenden Kristalls haben sich, anscheinend wegen Entwicklung der (101)-Flächen, kleine keilartige Enden gebildet. Im Innern des Kristalls, insbesondere in seinem zentralen Bereich, sind viele Mikrolithe eingeschlossen.- Länge 141 μ; Probe-Nr. 23.

Abb. 86 : Fast vollidiomorpher, klarer Kristall enthält nur wenige Einschlüsse. An seiner Oberfläche haften einige kleine Fremdkörper.- Länge 129 μ; Probe-Nr. 23.

Abb. 87 : Mehrere Einschlüsse im Innern des hypidiomorphen, wachstumsbehinderten Kristalls deuten einen Zonarbau an. Der Kern ist rundlich und geht ohne scharfe Grenzen in die äußeren Kristallbereiche über.- Länge 69 µ; Probe-Nr. 23.

Abb. 88 : Langprismatischer, am unteren Ende geteilter, am oberen leicht wachstumsbehinderter Kristall.- Länge 120 µ; Probe-Nr. 23.

Abb. 89 : Kräftig wachstumsbehinderter Kristall enthält vor allem in seinem zentralen Bereich mehrere Mikrolitheinschlüsse.- Länge 126 µ; Probe-Nr. 30.

Abb. 90 : Wegen Wachstumsbehinderung z.T. rundlich gebildeter Kristall. In seinem Innern läßt sich ein Kern andeuten.- Länge 78 µ; Probe-Nr. 30.

Abb. 91 : Idiomorpher, kaum wachstumsbehinderter Kristall. An seiner Oberfläche haftet ein kleiner, nadeliger Zirkon.- Länge 90 µ; Probe-Nr. 30.

Abb. 92 : Mikrolitheinschlüsse und undeutliche Lichtbrechungsunterschiede lassen einen Kern oder Zonarbau im wachstumsbehinderten Kristall andeuten.- Länge 90 µ; Probe-Nr. 30.

Die Zirkone des Granitblastomylonits (Abb. 93-121)

Abb. 93 : Um einen infolge Korrosion bizarr begrenzten Kern ist der hypidiomorphe Kristall exzentrisch zonar gewachsen. Der Zonarbau macht sich sowohl durch eingeschlossene Mikrolithe wie durch Lichtbrechungsunterschiede bemerkbar.- Länge 159 µ; Probe-Nr. 35.

Abb. 94 : Die Anzahl der an der Oberfläche der aufeinanderfolgenden Schalen haftenden oder in diesen eingeschlossenen Mikrolithe nimmt vom Kern zum Rand allmählich ab. Das obere Kristallende ist - vermutlich wegen Korrosion - eingebuchtet.- Länge 108 µ; Probe-Nr. 35.

Abb. 95 : Fast vollidiomorpher Kristall ist um einen ebenfalls idiomorphen, zonargebauten Zirkon mit kaum durchsichtigem Kern weitergewachsen.- Länge 174 µ; Probe-Nr. 35.

Abb. 96 : Zirkon mit undeutlichem Zonarbau ist am unteren Pyramidenende gerundet, am oberen wegen Wachstumsbehinderung ziemlich verjüngt. Länge 61 µ; Probe-Nr. 35.

Abb. 97 : Der Zonarbau des Kristalls wird durch zahlreiche Mikrolithe angezeigt. Der Kern ist ziemlich klar. Am unteren Pyramidenende ist der Kristall geringfügig korrodiert.- Länge 81 µ; Probe-Nr. 35.

Abb. 98 : Exzentrisch zonargebauter Zirkon besitzt - vermutlich wegen Korrosion - gegliederte Enden.- Länge 93 µ; Probe-Nr. 41.

Abb. 99 : In seinem Wachstum behinderter Kristall ist an den Pyramidenenden deutlich korrodiert.- Länge 93 µ; Probe-Nr. 41.

Abb.100 : Am Rand des langprismatischen, klaren Zirkons lassen sich Abdrücke wachstumsbehinderter Substanzen erkennen. Der Kristall zeigt am oberen Pyramidenende Korrosionsanzeichen.- Länge 150 µ; Probe-Nr. 41.

Abb.101 : Zonargebauter eigengestaltiger Kristall. Im Gegensatz zu den klaren inneren Schalen, die nur durch Lichtbrechungsunterschiede zum Vorschein kommen, haben sich unzählige Schmutzpartikelchen an die äußeren Zonen angelagert.- Länge 69 µ; Probe-Nr. 41.

Abb.102 : Lichtbrechungsunterschiede im Innern des nahezu vollidiomorphen Kristalls deuten einen Zonarbau an.- Länge 63 µ; Probe-Nr. 41.

Abb.103 : Zum Teil rundlich gebildeter, stark wachstumsbehinderter, xenomorpher Kristall.- Länge 90 µ; Probe-Nr. 41.

Abb.104 : Langprismatischer, fast vollidiomorpher Zirkon. Die randlich angeordneten Einschlüsse deuten auf einen Zonarbau hin.- Länge 96 µ; Probe-Nr. 50.

Abb.105 : Zonargebauter, stark wachstumsbehinderter Zirkon. Der Kristall ist asymmetrisch entwickelt. An der linken Seite haben sich keine Prismenflächen gebildet.- Länge 120 µ; Probe-Nr. 50.

Abb.106 : Zonargebauter Zirkon ist kantengerundet, am unteren Ende auch geteilt. Demgegenüber scheinen frühere Wachstumsstadien des Kristalls vollidiomorph zu sein.- Länge 81 µ; Probe-Nr. 50.

Abb.107 : Nahezu voll eigengestaltiger Kristall ist nur geringfügig wachstumsbehindert, am oberen Ende auch etwas korrodiert. Der Zonarbau ist vor allem an Lichtbrechungsunterschieden in den inneren, klaren Hüllen zu erkennen.- Länge 138 µ; Probe-Nr. 50.

Abb.108 : Durch die eingeschlossenen Mikrolithe wird im kantengerundeten, hypidiomorphen Kristall ein Zonarbau angedeutet.- Länge 96 µ; Probe-Nr. 50.

Abb.109 : Fremdgestaltiger, flächengerundeter Kristall läßt in seinem Innern mehrere Hüllen eines Zonarbaues erkennen.- Länge 93 µ; Probe-Nr. 52.

Abb.110 : Rohidiomorpher Kristall zeigt nur schwache Anzeichen einer Wachstumsbehinderung. Mikrolitheinschlüsse weisen auf einen Kern hin.- Länge 93 µ; Probe-Nr. 52.

Abb.111 : Verwachsene, zonargebaute Zirkone haben ein gemeinsames, klares Ende. An der Seite des einen Individuums läßt sich der Abdruck eines wachstumsbehindernden Körpers deutlich erkennen.- Länge 138 µ; Probe-Nr. 52.

Abb.112 : Querschnitt eines exzentrisch zonargebauten Zirkons. Abgesehen vom ziemlich klaren Kern, sind die darauf folgenden Hüllen reich an eingeschlossenen Schmutzpartikelchen, so daß der Übergang von der einen in die andere nur undeutlich zu verfolgen ist. Kennzeichnend ist auch der Trachtwechsel. Der Kristall ist kantengerundet, genauso wie seine früheren Wachstumsstadien.- Längste Seite 87 µ; Probe-Nr. 52.

Abb.113 : Auswachsungen an beiden Enden eines zonargebauten Kristalls. Im Kern lassen sich mehrere, z.T. stäbchenförmige Mikrolithe erkennen.- Länge 120 µ; Probe-Nr. 52.

Abb.114 : Winzige Einschlüsse machen den Zonarbau des Kristalls deutlich erkennbar. Charakteristisch ist der Trachtwechsel der Pyramidenflächen. Der Kristall ist am unteren Ende korrodiert.- Länge 102 µ; Probe-Nr. 52.

Abb.115 : Aggregat zweier, z.T. wachstumsbehinderter Kristalle.- Länge 108 µ; Probe-Nr. 52.

Abb.116 : Überwiegend idiomorph begrenzter, zonargebauter Kristall enthält exzentrisch liegenden, eigengestaltigen, opaken Kern.- Länge 273 µ; Probe-Nr. 52.

Abb.117 : Zonar angeordnete Kriställchen und Schmutzpartikelchen in einem nahezu ganzrandig wachstumsbehinderten Kristall.- Länge 129 µ; Probe-Nr. 52.

Abb.118 : Zonargebauter, hypidiomorpher Kristall.- Länge 159 µ; Probe-Nr. 52.

Abb.119 : Altbruch. Die Bruchfläche weist deutliche Korrosionsanzeichen auf. Der Abdruck eines idiomorphen Kristalls ist zu erkennen. Andere unregelmäßig gestaltete, kaum durchsichtige Fremdkörper haften immer noch an der Oberfläche des Zirkons.- Länge 150 µ; Probe-Nr. 52.

Abb.120 : Schlanker, hypidiomorpher Zirkon scheint am unteren Ende korrodiert, an den Prismenflächen auch noch geringfügig wachstumsbehindert zu sein. Am oberen Ende ist das Kristallwachstum mit der Bildung einer Auswachsung ohne vollständige Pyramidenflächen abgeschlossen. Winzige Einschlüsse weisen auf einen Zonarbau hin. Der Kristall enthält auch parallel zu seiner c-Achse einen langen Flüssigkeitskanal.- Länge 123 µ; Probe-Nr. 52.

Abb.121 : Wegen allseitiger Wachstumsbehinderung allotriomorph entwickelter Zirkon führt unregelmäßig gestalteten Kern mit unzähligen Schmutzpartikelchen. Um diesen Kern werden zonar angeordnete Hüllen angedeutet.- Länge 108 µ; Probe-Nr. 52.

Die Zirkone des leukokraten Ganggesteins, Probe-Nr. 81 (Abb. 122-128)

Abb.122 : Die eingeschlossenen Schmutzpartikelchen zeigen vermutlich die ersten Stadien der Zirkonkristallisation im Magma an; ein durch eine deutliche Grenze vom restlichen Kristall sich abhebender Kern ist nicht zu beobachten.- Länge 171 µ.

Abb.123 : Flächenreicher, fast vollidiomorpher Kristall mit ungleichmäßig entwickelten Prismen- und Pyramidenflächen. Der angehäufte Schmutz im Innern des Kristalls läßt einen unregelmäßig gestalteten Kern erkennen.- Länge 87 µ.

Abb.124 : Idiomorpher Zonarbau wird durch Lichtbrechungsunterschiede sichtbar.- Länge 111 µ.

Abb.125 : Undeutlich zonargebauter Kristall ist am unteren Ende korrodiert. An der linken Seite läßt sich ein orientiert verwachsener Zirkonkristall erkennen.- Länge 213 µ.

Abb.126 : Engscharig zonargebauter, fast vollidiomorpher Kristall. Der Zonarbau wird durch Lichtbrechungsunterschiede markiert. Im Kern sind einige wenige Mikrolithe eingeschlossen.- Länge 111 µ.

Abb.127 : Langprismatischer, reich an Mikrolitheinschlüssen, idiomorpher Zirkon.- Länge 189 µ.

Abb.128 : Lichtbrechungsunterschiede und Mikrolitheinschlüsse machen den Zonarbau des ziemlich kantengerundeten Kristalls sichtbar.- Länge 126 µ.

Einschlüsse sind kleine Zirkone und Apatite, Gas- oder Flüssigkeitsblasen und vor allem nicht näher identifizierbare Mikrolithe. Bei manchen Kristallen fallen daneben auch mannigfaltig gestaltete Kanäle auf.

Neuwachstum kommt hie und da als eine dünne, in der Regel rauhe oder höckerige Hülle um die Pyramidenenden vor. Licht- und Doppelbrechung dieser Hülle sind nicht vermindert, d.h. normal. Es handelt sich mithin nicht um ein "gestörtes" Neuwachstum im Sinne KÖHLERs (1968), sondern anscheinend um die äußerste, unvollständig entwickelte Schale der zonargebauten Zirkone.

Zirkoneinschlüsse in Apatit sind selten. Sie liegen der Länge nach meist quer zur c-Achse des Apatits, mitunter jedoch parallel zu dessen Kristallflächen.

4.12.6 Tracht

Die Trachttypen werden nach folgendem Vorgang bezeichnet, der einer abgeänderten Form des von HOPPE (1963) und FRASL (1963) verwendeten entspricht (Tab. 5): Zuerst werden die Prismen (100) = a und (110) = m und dann die Pyramiden (111) = p und (311) = x angeführt. Die Reihenfolge ist immer ampx. Schwach oder nur zum Teil entwickelte Flächen werden hierbei in Klammern gesetzt; etwa gleich stark vertretene Prismen oder Pyramidenflächen werden mit am bzw. px bezeichnet. Andere Kristallflächen, wie z.B. (101) oder (511) kommen äußerst selten vor, wurden daher in der Statistik nicht berücksichtigt. Außer acht wurden ferner solche Zirkone gelassen, die zum größten Teil rundlich gewachsen oder mechanisch abgerollt sind.

In den Proben der vorliegenden magmatogenen Gesteine kommen hie und da Zirkone vor, die ein schwach entwickeltes, keilförmiges Ende aufweisen. Derartige Kristalle sind etwas tafelig nach a, seltener nach m ausgebildet. Ausgesprochen tafelige Zirkone, wie sie SLAVIK (zitiert von FRASL 1963, S. 419f.) beschrieb, gibt es in den von mir untersuchten Proben nicht.

Sehr feinkörniger Plagioklas-Gneis (Proben Nr. 127,132). Da die meisten Zirkone stark abgerollt sind, konnten sie nicht berücksichtigt werden. Die Statistik betrifft also nur wenige, ziemlich gut erhaltene, z.T. jedoch schwach angerundete Kristalle. Diese haben vermutlich in vielen Fällen ihre unterentwickelten Flächen, vor allem m,

infolge des mechanischen Transports eingebüßt, so daß der Anteil der vorherrschenden Typen a-px, a-p(x) und a-p- etwas zu hoch ausfällt.

Granodiorit und Granodioritblastomylonit (Proben Nr. 6,23,30). Im großen und ganzen sind die Proben untereinander ähnlich. Vorherrschend sind die Typen a-px, a(m)px und a-p(x). Aus dem Rahmen fällt etwas die Probe Nr. 6, in der die Trachten a(m)px, a(m)p(x) und a(m)(p)x erheblich höher liegen als in den beiden anderen Proben, während eine Reihe Typen, vor allem solche ohne die Fläche a, nicht vertreten sind.

Granitblastomylonit (Proben Nr. 35,41,50,52). Ziemlich stark ist in allen Proben der Typ a-px vertreten. Hinsichtlich der Prismenflächen herrschen bei weitem die Typen a- und a(m) vor. Dies tritt besonders deutlich an gebrochenen Zirkonen hervor, die im Präparat auf quer zur c-Achse stehenden Bruchflächen sitzen: Die a-Flächen sind allgemein gut ausgebildet, die m- hingegen nur teilweise vorhanden und dann rudimentär.

Die Pyramidenflächen sind in den einzelnen Populationen verschieden stark entwickelt. Dies hängt anscheinend von den jeweils zum Abschluß der Zirkonkristallisation in den Teilbereichen des Massivs herrschenden PTX-Bedingungen oder vom Zeitpunkt der Kristallisation der äußersten Hülle der überwiegend zonargebauten Kristalle ab. Auf gut ausgebildete flache p- folgen ja steile x-Pyramidenflächen und umgekehrt (Abb. 114).

Das gleiche gilt auch für die Prismen, falls neben a auch m in den zonargebauten Zirkonen vorhanden ist: Um eine a- erscheint eine a(m)- oder (a)m-Tracht und umgekehrt. Das läßt sich insbesondere an Querschnitten der Kristalle sehr gut beobachten (Abb. 112). Vielfach löst auch eine pyramiden- eine prismenbetonte Tracht ab.

Die Tracht --px, d.h. Kristalle, die keine Prismen haben, kommt ebenfalls sporadisch vor, doch liegt ihr Anteil weit unter 1 %. In die Augen springen schließlich Zirkone und innere Schalen der zonargebauten Kristalle, die am einen Ende nur p-, am anderen nur x-Flächen besitzen.

Ganggestein (Probe Nr. 81). Mehr als die Hälfte der untersuchten Zirkone gehören dem Typ a-p- an. Die Fläche m kommt hier entweder untergeordnet oder überhaupt nicht vor.

Tabelle 5 : Trachttypen der Zirkone in %

Probe-Nr.	127	132	6	23	30	81	35	41	50	52
a-px	29	23	22	21	27	6	48	24	42	21
a-p(x)	24	36	10	14	11	9	13	25	6	4
a-(p)x	3	4	3	3	4	3	12	5	16	13
a-p-	21	22	3	9	5	51	2	14	-	3
a--x	-	-	-	1	1	-	5	1	-	2
a(m)px	7	3	34	15	18	9	5	12	22	15
a(m)p(x)	5	1	13	6	5	8	2	3	3	4
a(m)(p)x	-	-	7	1	2	5	4	4	8	25
a(m)p-	-	-	-	2	-	4	-	1	-	1
a(m)-x	-	-	-	-	-	-	-	-	-	3
(a)mpx	1	2	3	4	4	1	7	6	2	2
(a)mp(x)	1	1	2	2	2	1	1	3	-	1
(a)m(p)x	-	-	-	-	2	-	1	1	1	3
(a)mp-	-	-	-	1	-	2	-	-	-	-
-mpx	4	2	-	6	8	-	-	1	-	2
-mp(x)	3	3	-	3	2	-	-	-	-	-
-m(p)x	-	-	-	2	3	-	-	-	-	-
-mp-	2	3	3	9	5	1	-	-	-	1
-m-x	-	-	-	1	1	-	-	-	-	-

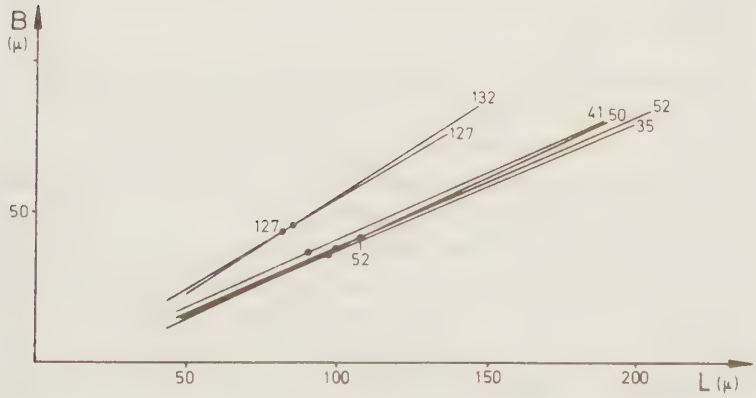


Abb. 129: RMAs der Zirkonpopulationen des sehr feinkörnigen Plagioklas-Gneises (Probe-Nr. 127,132) und des Granitblastomylonits (Probe-Nr. 35,41,50,52).

4.12.7 Längen und Breiten der Zirkone

In jeder Probe habe ich bei einer 320fachen Gesamtvergrößerung Länge (L, meist // c) und Breite (B, meist ⊥ c) zahlreicher (zum größten Teil um 300) repräsentativer Zirkone gemessen (vgl. KÖHLER 1968). Die erhaltenen Werte wurden statistisch nach der RMA-Methode (RMA = reduced major axis of a scatter plot of length and breath measurements of a zircon sample) von LARSEN & al.(1957) ausgewertet (s. auch IMBRIE 1956). Die errechneten Parameter sind in Tab. 6 zusammengestellt, die RMAs in den Diagrammen der Abb. 129 und 130 gezeichnet. Diese Geraden werden so begrenzt, daß die längsten und kürzesten Kristalle, jeweils 3 % aller gemessenen Zirkone, nicht berücksichtigt werden.

Die RMAs werden von KÖHLER (1968) und GRIEBEL (1970) als "Wachstumslinien" bezeichnet, weil sie, wie bereits LARSEN & al. (1957) betonten, die lineare Wachstumstendenz "magmatischer" Zirkone wiedergeben. Die Methode eignet sich jedoch genauso gut für Vergleiche zwischen "sedimentären" Zirkonpopulationen. Die RMAs zeigen dann gleichsam die Abrollungstendenz der Zirkone an, wobei aber die primären Zirkonformen Anstieg, Position und Länge der RMAs beeinflussen können, vor allem dann, wenn die Zirkone keinem starken mechanischen Transport unterzogen sind.

Ferner habe ich die L/B-Verhältnisse ermittelt und sie in Gruppen eingeteilt, deren prozentualen Anteil die Histogramme der Abb. 131-140 veranschaulichen.

Da die ausgemessenen Zirkone mechanisch gewonnen wurden, ist damit zu rechnen, daß sehr große und vor allem kleine Kristalle für die Streupräparate verlorengegangen sind. Kleine Zirkone, die überwiegend in andersartigen Mineralphasen eingeschlossen sind, sind zum größten Teil langsäulig, vielfach auch nadelig (s. FISCHER 1964b). Große langprismatische Kristalle werden sowohl durch Kataklase im Gestein wie auch während der Aufbereitung bevorzugt gebrochen. Der Prozentsatz großer L/B-Verhältnisse in Streupräparaten erscheint dementsprechend weit niedriger, als er in Wirklichkeit im Gestein ist. An Zirkonen aus Streupräparaten gemessene Längen und Breiten haben also den Nachteil, daß sie nur einen Teil der Zirkonpopulation betreffen. Die Aussagekraft der sonst streng exakten RMA-Methode wird deswegen eingeschränkt.

Die Zirkonkonzentrate wurden, wie bereits erwähnt, nach dem gleichen Arbeitsschema gewonnen. Doch können selbst geringe Unterschiede zwischen entsprechenden Arbeitsgängen bei der Aufbereitung der Zirkonproben eine bestimmte Korngröße bevorzugen oder drücken, wodurch

Tabelle 6 : Parameter der Längen-Breiten-Statistik der untersuchten Zirkonproben

Pr.-Nr.	N	$\bar{L}(\mu)$	$\bar{B}(\mu)$	$\bar{L}/\bar{B}$	$s_L(\mu)$	$s_B(\mu)$	a	b(μ)	r	σ_a	Dd
127	280	81,92	44,08	1,85	21,6653	13,0864	0,6040	-5,4017	0,4980	0,0313	27,3
132	320	84,93	46,01	1,84	23,0321	15,1076	0,6559	-9,6924	0,5246	0,0312	27,8
6	301	83,42	37,20	2,24	30,0271	13,8537	0,4614	-1,2949	0,7968	0,0161	23,1
23	500	87,51	33,54	2,61	35,9035	16,9553	0,4722	-7,7822	0,7317	0,0142	28,4
30	270	96,97	41,50	2,33	32,1573	13,3580	0,4154	+1,2158	0,6364	0,0195	28,2
35	300	96,97	36,12	2,68	42,4659	18,5769	0,4375	-6,3023	0,7624	0,0163	30,9
41	291	90,30	36,98	2,44	34,9865	15,9590	0,4561	-4,2058	0,7268	0,0184	29,1
50	300	99,33	38,06	2,61	39,4512	18,5500	0,4702	-8,6450	0,7756	0,0169	30,0
52	280	107,50	41,71	2,57	42,0559	18,5390	0,4408	-5,6760	0,7237	0,0182	29,6
81	357	99,55	39,99	2,48	35,4563	15,5748	0,4393	-3,7401	0,7167	0,0162	27,2

N = Zahl der ausgemessenen Kristalle, $\bar{L}$ = mittlere Länge, $\bar{B}$ = mittlere Breite, s_L = Standardabweichung vom $\bar{L}$, s_B = Standardabweichung vom $\bar{B}$, a = Anstieg der RMA, σ_a = Standardfehler des Anstiegs, b = "initial growth index" ($b = \bar{B} - \bar{L}a$), r = Korrelationskoeffizient, Dd = relative Streuung um die RMA in %

Tabelle 7 : Za- und Zp-Werte* für verschiedene Zirkonproben

Proben	Za	Zp	Proben	Za	Zp	Proben	Za	Zp
127-132	0,96	1,18	35- 6	0,98		52- 23	1,41	
6- 23	0,48		35-23	1,56		52- 30	0,96	
6- 30	1,82		35-30	0,84		35-132	6,20	
23- 30	2,33		41- 6	0,22		81- 35	0,08	
35- 41	0,76		41-23	0,72	1,68	81- 41	0,68	0,55
35- 50	1,34		41-30	1,52		81- 50	1,27	1,27
35- 52	0,14	0,95	50- 6	0,36		81- 52	0,06	
41- 50	0,58		50-23	0,09		81- 6	0,97	
41- 52	0,59		50-30	2,08		81- 23	1,48	0,26
50- 52	1,20	1,30	52- 6	0,84		81- 30	0,34	

* Zp für $x_o = L = 129\ \mu$

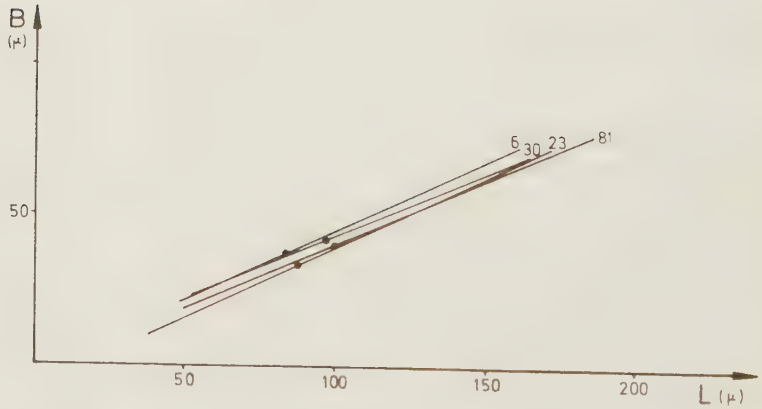


Abb. 130: RMAs der Zirkonpopulationen im Granodiorit bzw. Granodioritblastomylonit (Probe-Nr. 6,23,30) sowie in einem leukokraten Ganggestein (Probe-Nr. 81).

die mittleren Längen und Breiten und damit auch die mittleren Korngrößen der Zirkongesellschaften und die Positionen der RMAs beeinflußt werden. Weniger empfindlich gegen geringe Unterschiede in den Arbeitsgängen ist hingegen - für den Größenbereich der Streupräparatszirkone - der Habitus der Kristalle, von dem der Anstieg (a) der RMA in erster Linie abhängt.

Weist die L-B-Statistik, die auf Zirkonen aus Streupräparaten beruht, auch gewisse Nachteile auf, so reicht sie doch aus, um genetische Vergleiche zwischen einzelnen Zirkonpopulationen zu erlauben.

Bemerkenswert sind bei den meisten der vorliegenden Proben die negativen b-Werte. b sollte bei Zirkonpopulationen mit im Magma gebildeten Keimen im Idealfall gleich null sein, d.h., die RMA durch den Koordinatenursprung gehen (KÖHLER 1968, S. 23). Denn der RMA-Methode von LARSEN & al. (1957) liegen folgende Annahmen zugrunde: a) Die morphologischen Eigenschaften der Zirkone hängen unmittelbar vom physikochemischen Zustand des Magmas ab. Ähnliche Zustände erzeugen ähnliche, verschiedene Zustände verschiedene Zirkone. b) Zirkon kristallisiert sehr früh, vor den meisten anderen Mineralkomponenten. Während seiner kurzen Kristallisationszeit bleibt der physikochemische Zustand des Magmas praktisch unverändert, so daß das Wachstum der Zirkonkristalle eine lineare Tendenz zeigt, die durch eine Gerade, die RMA, wiedergegeben werden kann.

Letztere Bedingung wird jedoch nach meiner Ansicht nur selten verwirklicht, wie dies u.a. Zonarbau der Zirkone oder häufiges Vorherrschen schlanker bzw. nadeliger Kristalle bei kleinen Korngrößen zeigen. Demnach ist der Anstieg a der RMA für die einzelnen Korngrößen nicht immer ganz gleich, d.h., die Wachstumstendenz magmatischer Zirkone ist nicht streng linear. Wird die gesamte Zirkonpopulation trotzdem statistisch einheitlich behandelt, so ergibt sich ein b-Wert, der zwangsläufig mehr oder weniger von null abweicht.

Darüber hinaus können die negativen b-Werte auf ererbte und vielfach durch junges Zirkonmaterial umwachsene Zirkonkörner sowie auf sekundäre, die Population umprägende Ereignisse zurückgeführt werden (KÖHLER 1968, S. 24). Ererbte Zirkonkerne sind in den vorliegenden Proben entweder nicht oder nur untergeordnet vorhanden, so daß ihnen kein Einfluß auf die b-Werte beigemessen werden kann. Für diese kommen somit, zusätzlich zu den Kristallisationsbedingungen im Magma, nur sekundäre Ereignisse in Frage, und zwar Korrosion und insbeson-

dere Altbruch, welche die Zirkonpopulationen umprägten. Durch Bruch sind hierbei bevorzugt schlanke Kristalle verkürzt worden. Wären alle Körner einer Zirkonpopulation gleichmäßig betroffen, so ergäbe sich lediglich ein steilerer Anstieg der entsprechenden RMA, ohne daß b geändert würde.

Um die Identität oder Nichtidentität des Anstiegs der RMAs verschiedener Zirkonpopulationen zu prüfen, habe ich den z_a-Test angewandt (IMBRIE 1956). Für $z_a < 1,96$ ist die Wahrscheinlichkeit P, daß der Unterschied im Anstieg zweier Proben zufällig ist, größer als 0,05. Positionelle Unterschiede der RMAs habe ich mit dem z_p-Test (für $x_o = L = 129\ \mu$) geprüft. Identische Position ($z_p < 1,96$, $P > 0,05$) ergab sich nur für wenige Zirkonpopulationspaare (Tab. 7). Der Grund hierfür liegt, wie bereits erwähnt, nicht zuletzt in geringen Unterschieden zwischen entsprechenden Arbeitsgängen bei der Aufbereitung der Zirkonkonzentrate.

Der Korrelationskoeffizient r liegt bei allen magmatogenen Zirkonpopulationen ziemlich hoch (meist über 0,7). Die L-B-Korrelation ist also gut, an der Homogenität der jeweiligen Zirkongesellschaft kann nicht gezweifelt werden.

Sehr feinkörniger Plagioklas-Gneis (Proben Nr. 127,132). Entsprechende Parameter der RMA-Statistik für die beiden Proben weichen voneinander nur geringfügig ab (Tab. 6). Die z_a- und z_p-Tests (Tab. 7) zeigen, daß Anstieg und Position der RMAs identisch sind. r liegt zwar deutlich niedriger als bei den untersuchten magmatogenen Zirkonpopulationen, aber immerhin höher als bei vielen magmatischen Zirkongesellschaften aus anderen Gebieten, wie z.B. aus dem Bayerischen Wald (s. KÖHLER 1968, GRIEBEL 1970). Die negativen b-Werte werden vermutlich in erster Linie durch den hohen Anteil gebrochener und abgerollter, einst schlanker Körner bedingt.

Folgende Dimensionen sind am häufigsten vertreten:
L = 65-100 μ (max. um 200 μ), B = 35-55 μ (max. um 130 μ),
L/B = 1,4-2,2.

Die Histogramme der Abb. 131 und 132 zeigen eine starke Häufigkeit niedriger Elongationen, was übrigens durch den steilen Anstieg der RMAs ebenfalls wiedergegeben wird. Rund 75 % aller ausgemessenen Zirkone haben L/B-Verhältnisse, die niedriger sind als 2,2. Ein geringer Unterschied besteht zwischen den beiden Proben hinsichtlich der Lage des Maximus. In Probe Nr. 127 liegt dieses im Bereich 1,8-2,2,

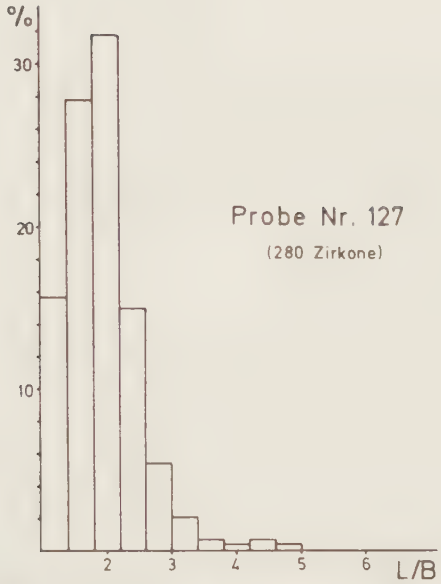


Abb. 131: L/B-Häufigkeitsverteilung der Zirkone im sehr feinkörnigen Plagioklas-Gneis, Probe-Nr. 127.

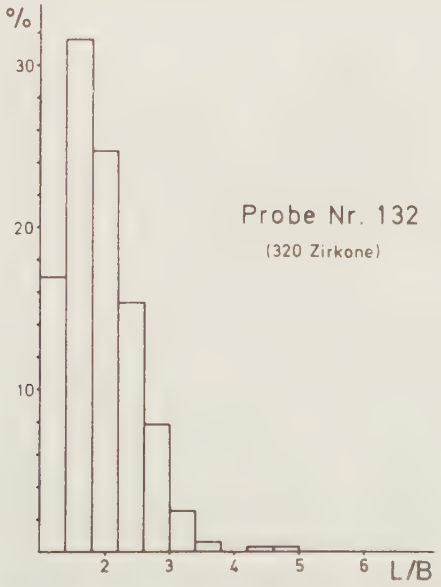


Abb. 132: L/B-Häufigkeitsverteilung der Zirkone im sehr feinkörnigen Plagioklas-Gneis, Probe-Nr. 132.

in Nr. 132 zwischen 1,4 und 1,8. $\bar{L}/\bar{B}$ ist in Nr. 127 gleich 1,85, in Nr. 132 1,84.

Die niedrigen L/B-Werte gehen offenbar auf den sedimentären Transport zurück, dem sich die Zirkone des vorliegenden Gesteins unterzogen. Während dieses Transports wurden die Kristalle derart mechanisch bearbeitet, daß zwischen den beiden Proben, deren Fundpunkte voneinander ca. 8 km entfernt liegen, nur noch bedeutungslose Unterschiede bestehen.

Granodiorit, Granodioritblastomylonit (Proben Nr. 6,23,30). Vergleicht man die entsprechenden Parameter der RMA-Statistik für die drei untersuchten Proben miteinander, so stellt man insgesamt eine größere Ähnlichkeit zwischen den Proben Nr. 6 und 23 fest als zwischen diesen und der Probe Nr. 30 (Tab. 6). Letztere zeigt zwar einen Dd-Wert, der mit demjenigen der Probe Nr. 23 fast gleich ist, sowie $\bar{L}/\bar{B}$- und s_B-Werte, die mit den entsprechenden Parametern der Probe Nr. 6 gut vergleichbar sind, doch hebt sie sich von den beiden anderen Proben vor allem durch ihren niedrigeren Korrelationskoeffizienten und den flacheren RMA-Anstieg ab. Wie aus Tab. 7 ersichtlich, ergibt außerdem der z_a-Test keine Identität für den Anstieg der RMAs der Proben Nr. 23 und 30, wenngleich der Unterschied zum Grenzwert 1,96 nicht allzu groß ist.

Der stark negative b-Wert der Probe Nr. 23 geht vermutlich auf ein ungleichmäßiges, überwiegend jedoch nicht zonares Wachstum der Kristalle, in geringerem Maß auch auf Bruch und Korrosion zurück.

Zum größten Teil weisen die untersuchten Zirkone folgende Dimensionen auf: L = 60-135 μ (max. um 350 μ), B = 25-55 μ (max. um 125 μ), L/B = 1,8-3,0.

Die Histogramme der Abb. 134 und 135 für die Häufigkeit der L/B-Verhältnisse der Proben Nr. 23 und 30 sind ziemlich ähnlich. In beiden sind Elongationen zwischen 1,8 und 2,6 am stärksten vertreten; aber in Probe Nr. 23 erfolgt der Abfall zu höheren L/B-Werten viel sanfter als in Probe Nr. 30, so daß ein höherer $\bar{L}/\bar{B}$-Wert insgesamt für die erstere resultiert. Das entsprechende Histogramm der Probe Nr. 6 (Abb. 133) weicht von denjenigen der beiden anderen Proben erheblich ab. Über 60 % der ausgemessenen Zirkone besitzen hier L/B-Verhältnisse zwischen 1,8 und 2,6, wobei das Maximum im Bereich 1,8-2,2 liegt. Eine Häufigkeitskurve würde daher einen sehr steilen Anstieg, gefolgt von einem kaum flacheren Abfall, zeigen.

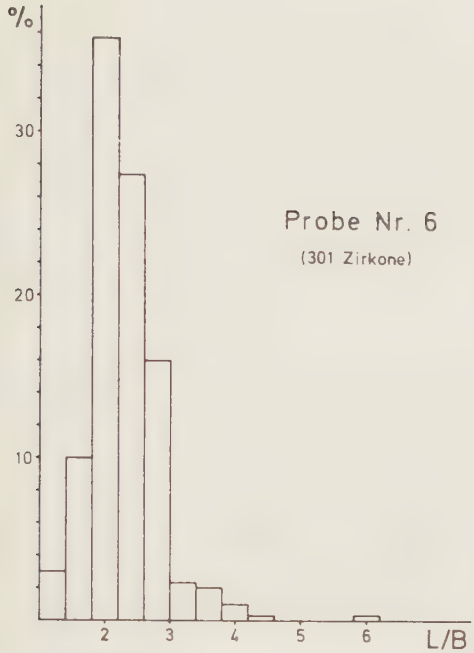


Abb. 133: L/B-Häufigkeitsverteilung der Zirkone im Granodioritblastomylonit, Probe-Nr. 6.

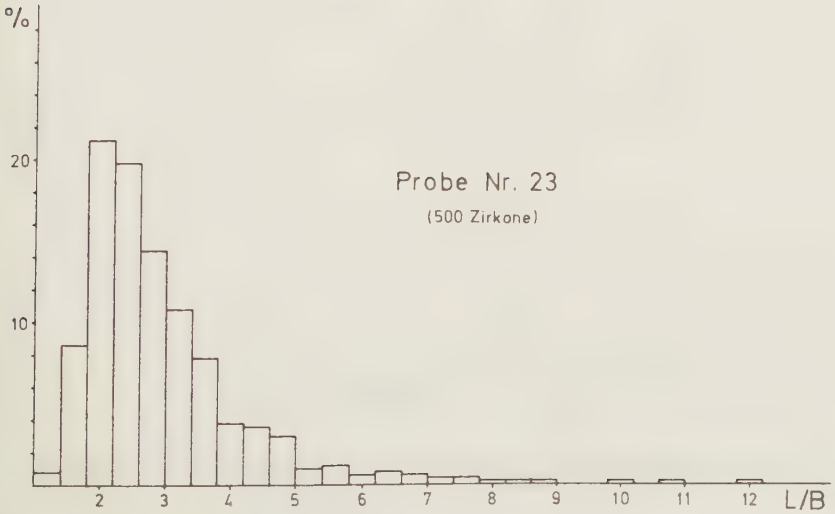


Abb. 134: L/B-Häufigkeitsverteilung der Zirkone im Granodioritblastomylonit, Probe-Nr. 23.

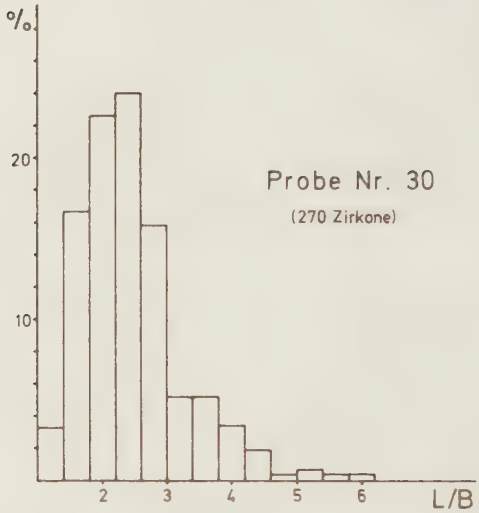


Abb. 135: L/B-Häufigkeitsverteilung der Zirkone im mechanisch schwach beanspruchten Granodiorit, Probe-Nr. 30.

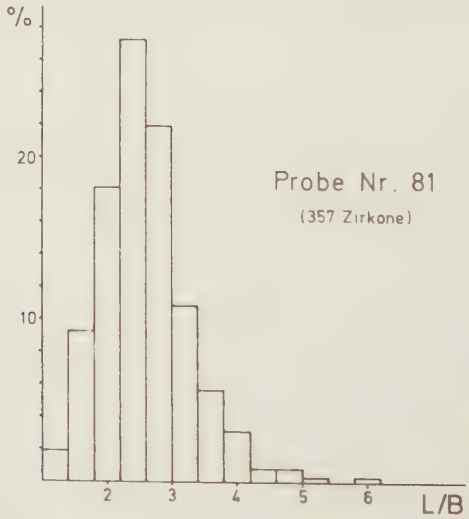


Abb. 136: L/B-Häufigkeitsverteilung der Zirkone eines leukokraten Ganggesteins (Probe-Nr. 81).

Nimmt man an, daß die Ergebnisse der experimentellen Apatit- auch für die Zirkonkristallisation gelten (WYLLIE & al. 1962), so kommt man zum Schluß, daß die überwiegend kurzprismatischen Zirkone der Probe Nr. 6 unter kaum wechselnden Temperaturen aus einer Schmelze ausgeschieden wurden, mit der sie sich in Gleichgewicht befanden (vgl. unter "Apatit" in 5.2.4). Der ziemlich häufige Zonarbau (26 %) wäre dann unter einer zwar mehrfach unterbrochenen, aber doch bei weitgehend konstant gehaltener Temperatur vollzogenen Kristallisation zustande gekommen.

Granitblastomylonit (Proben Nr. 35,41,50,52). Die entsprechenden RMA-Parameter aller vier Proben unterscheiden nur geringfügig voneinander (Tab. 6). Der z_a-Test ergibt Werte zwischen 0,14 und 1,34 (Tab. 7), der Anstieg der RMAs für die vier Zirkonpopulationen wird somit als identisch angesehen. Identische Position der RMAs besteht hingegen nur zwischen den Proben Nr. 35 und 52 sowie 50 und 52.

Die überwiegende Mehrheit der Zirkone hat L = 65-150 µ (max. um 380 µ), B = 20-60 µ (max. um 120 µ), L/B = 1,8-3,0.

Die Häufigkeitshistogramme für die L/B-Verhältnisse der vier Zirkonpopulationen sind miteinander gut vergleichbar (Abb. 137-140): Nach einem steilen Anstieg im Bereich L/B = 1,0-1,8 treten drei vorherrschende Gruppen zwischen L/B 1,8 und 3,0 auf, die zusammen mehr als die Hälfte aller L/B-Werte stellen. Ihnen folgt ein weniger steiler Abfall nach größeren Elongationen, deren Anteil zwischen 28 und 38 % liegt. Die mittleren L/B-Verhältnisse schwanken zwischen 2,44 und 2,68 (s. Tab. 6). Wäre jedoch nicht rund 1/3 der ausgemessenen Zirkone gebrochen, so würden die mittleren Elongationen etwa 3,2-3,6 betragen.

Nach POLDERVAART (1955) zeigen magmatische Zirkone in der Regel L/B-Verhältnisse größer als 2, sedimentäre hingegen kleiner als 2 (vgl. auch HOPPE 1963, S. 79,82). Die von HOPPE (1963) untersuchten Zirkone aus metamorphen Paragesteinen besitzen L/B-Häufigkeitsmaxima wie auch mittlere Elongationen, die wesentlich unter 2 liegen. An dem magmatischen Ursprung der vorliegenden Zirkonpopulationen und deren Muttergesteins kann somit nicht gezweifelt werden.

Die Parameter der RMA-Statistik für die Zirkonpopulationen des Granitblastomylonits unterscheiden sich von den entsprechenden Parametern der untersuchten Zirkonpopulationen des Granodiorits und Granodioritblastomylonits im großen und ganzen wenig. Am stärksten

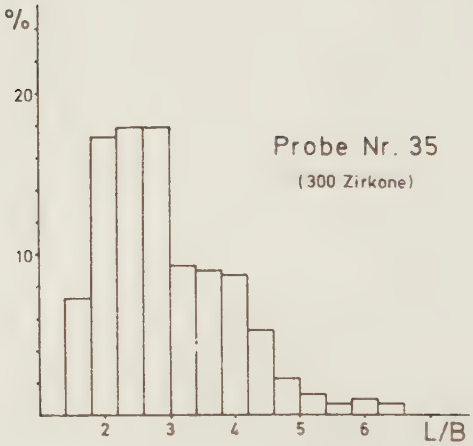


Abb. 137: L/B-Häufigkeitsverteilung der Zirkone im Granitblastomylonit, Probe-Nr. 35.

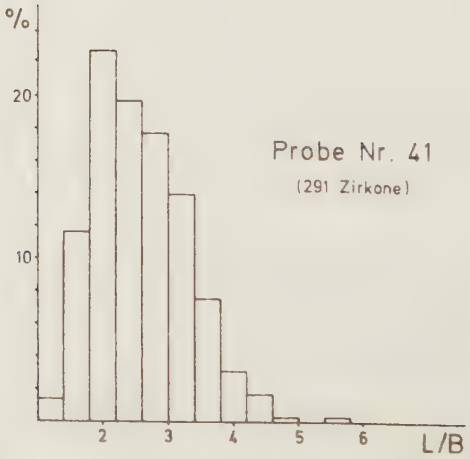


Abb. 138: L/B-Häufigkeitsverteilung der Zirkone im Granitblastomylonit, Probe-Nr. 41.

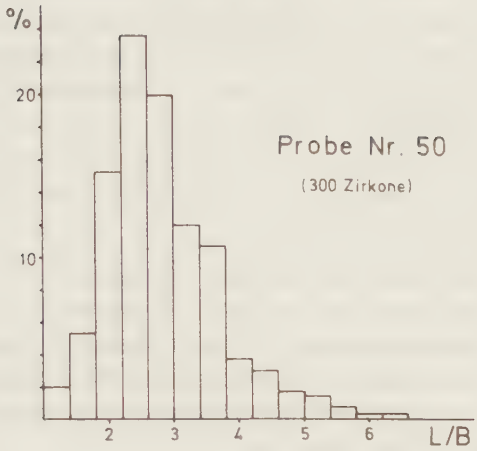


Abb. 139: L/B-Häufigkeitsverteilung der Zirkone im Granitblastomylonit, Probe-Nr. 50.

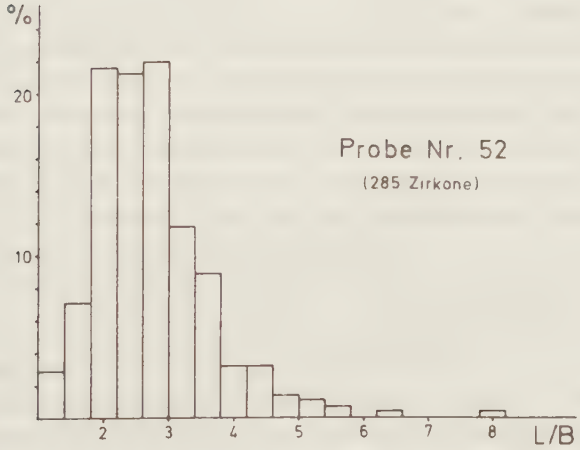


Abb. 140: L/B-Häufigkeitsverteilung der Zirkone im Granitblastomylonit, Probe-Nr. 52.

fällt auf der flachere RMA-Anstieg und der niedrigere r-Wert der Probe Nr. 30 sowie die kleineren mittleren Längen und Breiten der Probe Nr. 6 und 23 im Vergleich zu den entsprechenden Werten der Zirkonpopulationen des Granitblastomylonits. Abgesehen von den Proben Nr. 30 und 50, die $z_a = 2{,}08$ haben und somit den Grenzwert $z_a = 1{,}96$ für $P > 0{,}05$ unbeträchtlich übersteigen, ergibt der z_a-Test für alle übrigen Probenpaare statistisch gleichen Anstieg der RMAs (Tab. 7).

In bezug auf die L/B-Verhältnisse (Histogramme der Abb. 133-136 und 137-140) ist die Granodioritblastomylonit-Probe Nr. 23 den Granitblastomylonit-Proben ziemlich ähnlich. Demgegenüber weichen die Proben Nr. 6 und 30 wegen des niedrigeren $\bar{L}/\bar{B}$-Verhältnisses und des zurücktretenden Prozentsatzes an höheren Elongationen deutlich von den Granitblastomylonit-Proben ab.

Alles in allem läßt sich sagen, daß die Zirkonpopulationen der zwei Gesteine hinsichtlich der RMA-Parameter, trotz mehrerer Gemeinsamkeiten, nicht als identisch zu betrachten sind.

Bis auf die b-Werte sind keine anderen Parameter der Längen-Breiten-Statistik für die Zirkone des Granitblastomylonits mit entsprechenden Parametern der Zirkone des sehr feinkörnigen Plagioklas-Gneises miteinander vergleichbar. r liegt z.B. beim sehr feinkörnigen Plagioklas-Gneis erheblich niedriger, a hingegen ungleich höher als beim Granitblastomylonit. Der z_a-Test ergibt Werte, die den Grenzwert 1,96 für identischen Anstieg weit überschreiten (z.B. $z_a(35/132) = 6{,}20$). Auch zwischen den Elongationen der Zirkone beider Gesteine besteht keinerlei Verwandtschaft, wie dies $\bar{L}/\bar{B}$-Werte und gezeichnete Histogramme klar vor Augen führen.

Wäre das von mir als Granitblastomylonit kartierte Gestein ein Paragneis, wie OSSWALD (1938), KRONBERG (1966, 1969, 1973), KRONBERG & al. (1970), KRONBERG & al. (1974) meinen, so gäbe es keine so hervorstechenden Unterschiede zwischen den RMA-Parametern seiner Zirkonpopulationen und denjenigen der Zirkonpopulationen des sehr feinkörnigen Plagioklas-Gneises, der in der Tat ein Paragestein ist. Von KRONBERG wird übrigens letzteres Gestein vielfach für ein Glimmerschiefer gehalten.

Ganggestein (Probe Nr. 81). Obwohl der Fundort des untersuchten Gesteins weit weg vom Verbreitungsgebiet des Granitblastomylonits liegt, weisen die RMA-Parameter der Zirkonpopulationen beider Gestei

ne große Ähnlichkeiten auf (Tab. 6). Die Kristallisationsbedingungen der Zirkone der genannten Gesteine können daher nicht allzu verschieden gewesen sein. Hierfür spricht außerdem der hohe Prozentsatz zonargebauter Kristalle sowohl im Granitblastomylonit wie im Ganggestein (vgl. Tab. 4). Der Anstieg der RMA der Gangzirkone erweist sich aufgrund des z_a-Tests als statistisch identisch mit demjenigen der RMAs der Granitblastomylonit-Zirkone (z_a = 0,06-1,27; Tab. 7). Demgegenüber ergibt der z_p-Test nur in zwei Fällen identische Position.

Verglichen mit den Zirkongesellschaften des Granitblastomylonits, weichen Zirkone aus Granodiorit und Granodioritblastomylonit hinsichtlich ihrer RMA-Parameter insgesamt stärker von der Zirkonpopulation des vorliegenden Ganggesteins ab (Tab. 6). Hierbei ist zu berücksichtigen, daß dieses Gestein lediglich eine Apophyse des Granodiorits im angrenzenden Hüllgestein (Hornblende-Biotit-Gneis) ist. Trotz der vorhandenen Unterschiede ist der RMA-Anstieg von Gang- und Granodioritzirkonen statistisch gleich (Tab. 7). Eine positionelle Identität der RMAs besteht hingegen nur zwischen dem Ganggestein und der Probe Nr. 23.

Vorherrschende Dimensionen sind: L = 65-140 μ (max. um 300 μ), B = 25-60 μ (max. um 120 μ), L/B = 1,8-3,0.

Das Histogramm der Abb. 136 für den prozentualen Anteil der L/B-Verhältnisse ähnelt weniger den entsprechenden Histogrammen der Granodiorit- und Granodioritblastomylonit- als jenen der Granitblastomylonit-Proben, und insbesondere der Probe Nr. 50. Aber im Gegensatz zu letzteren erfolgt hier der Abfall nach höheren Elongationen, deren Anteil knapp 22 % beträgt, viel steiler. Würde außerdem der ziemlich niedrige Prozentsatz gebrochener Kristalle (10 %) berücksichtigt, so fielen die ursprünglichen L/B-Verhältnisse der vorliegenden Zirkone (Mittelwert um 2,7) gegenüber jenen der Zirkonpopulationen des Granitblastomylonits beträchtlich kleiner aus.

4.12.8 Zusammenfassung der Ergebnisse, Schlußfolgerungen

Die untersuchten Zirkonpopulationen bestehen überwiegend aus normal licht- und doppelbrechenden Kristallen; Malakone sind nicht vorhanden (vgl. HOPPE 1963, KÖHLER 1970). Zirkonneuwachstum mit verminderter Licht- und Doppelbrechung ($n_E \sim 1,82$, $\Delta < 0,010$), wie es KÖHLER (1968, 1970) an Zirkonen aus Graniten des Bayerischen Waldes

feststellte, kommt ebenfalls nicht vor.

Zirkonproben aus ein und demselben Gestein zeigen hinsichtlich der Doppelbrechung und der morphologischen Eigenschaften der Kristalle sowie der Parameter der RMA-Statistik und der prozentualen Verteilung der L/B-Verhältnisse entweder kleine (Granodiorit, Granodioritblastomylonit) oder nur unwesentliche (sehr feinkörniger Plagioklas-Gneis, Granitblastomylonit) Unterschiede. Mit kleinen Unterschieden in den Eigenschaften der Zirkone ist selbstverständlich zu rechnen, da Zirkonpopulationen aus voneinander weit entfernten Bereichen eines Gesteins nicht unter vollkommen gleichen Bedingungen entstanden sein können. So sind z.B. die Fundpunkte der Proben Nr. 35 und 52 rund 23,5 km, die der Proben Nr. 6 und 30 rund 31 km voneinander entfernt.

Zirkone aus andersartigen magmatogenen Gesteinen weisen in den meisten Fällen ziemlich abweichende gestaltliche Eigenschaften auf. Doch ergibt die L-B-Statistik allgemein gut vergleichbare Parameter sowie fast immer statistisch identischen Anstieg der RMAs, was anscheinend auf nicht allzu unterschiedliche Kristallisationsbedingungen zurückgeht.

Der hohe Anteil engscharig zonargebauter Kristalle in Granitblastomylonit und Ganggestein weist auf schnell sich ändernden PTX-Bedingungen der Zirkonkristallisation hin, die vermutlich in einem seichteren Niveau erfolgte als diejenige der überwiegend nicht zonargebauten Zirkonpopulationen des Granodiorits und Granodioritblastomylonits (vgl. FRASL 1963, S. 425).

Nach LARSEN & al. (1957) könnten ungleiche Zirkongesellschaften magmatischer Gesteine verschiedenen Magmaherden zugeschrieben werden. Aber das Ganggestein (Probe Nr. 81) ist z.B., wie schon erwähnt, lediglich eine Apophyse des gleichen Granodiorits, dem in Abstand von ca. 2,8 km die Probe Nr. 30 entnommen wurde; dennoch bestehen zwischen den Zirkongesellschaften dieser beiden Proben wesentlich größere Unterschiede als zwischen den Zirkonen des Ganggesteins und der Granitblastomylonit-Probe Nr. 35, deren Fundpunkte rund 35,5 km voneinander entfernt sind.

Unterschiedliche Eigenschaften der Zirkone innerhalb eines einzigen Massivs (Leuchtenberger Granit, NE-Bayern) stellte auch KÖHLER (1970) fest. Er kommt zu dem Ergebnis, daß "sich die Zusammensetzung der Zirkonpopulationen und die Morphologie der Zirkone mit dem Differenzierungsgrad des Magmas ändern".

Allothigener Zirkonbestand konnte in den vorliegenden magmatogenen Gesteinen nur vereinzelt vermutet werden. Er dürfte auf jeden Fall bedeutungslos sein. Das Magma kann folglich nur geringe Beträge an Fremdmaterial aufgenommen haben.

Zirkone aus sehr feinkörnigem Plagioklas-Gneis, einem Paragestein, haben Eigenschaften, die völlig verschieden von denen magmatogener Zirkonpopulationen sind. Ein sedimentärer Ursprung des von mir als Granitblastomylonit bezeichneten Gesteins kommt somit nicht in Betracht. Auch dem Einwand, die Zirkone letzteren Gesteins könnten während der niedriggradigen Metamorphose eines sedimentären Ausgangsmaterials um - u.d.M. möglicherweise nicht erkannte - alte Kerne weitergewachsen sein und ihre jetzige Gestalt angenommen haben, ist zu widersprechen. Denn ein hypidiomorphes bis vollidiomorphes Weiterwachsen der Zirkone kann erst unter den Bedingungen der Ultrametamorphose erfolgen (vgl. TAUBENECK 1957; HOPPE 1963, S. 53,66,74 und die dort zitierte Literatur; MURTHY & al. 1964, S. 126). Die Ansicht von KRONBERG (1966,1969,1973), KRONBERG & al. (1974), nach der das fragliche Gestein unter den Zuständen der Quarz-Albit-Epidot-Biotit-Subfazies entstand, kann somit nicht zutreffend sein. Die sedimentären Zirkone des sehr feinkörnigen Plagioklas-Gneises haben übrigens trotz der hochgradigen Metamorphose ihre durch mechanischen Transport erhaltene Gestalt weitgehend beibehalten; lediglich Korrosion und kleine höckerige Auswachsungen sind der Metamorphose zuzuschreiben.

Altbruch wird bei magmatogenen Zirkonpopulationen anscheinend sowohl durch protoklastische wie auch durch spät- oder postintrusive tektonische Ereignisse bedingt. Letzteren wird von mehreren Autoren (vgl. BADER 1961, S. 175) keine große Bedeutung beigemessen. Doch nimmt der Anteil gebrochener Kristalle in den vorliegenden Proben im großen und ganzen parallel zum Grad der Gesteinsdeformation zu. Scharfe, aber verunreinigte oder mit Neuwachstum versehene Bruchflächen sind wahrscheinlich Zeugen derartiger kataklastischer Vorgänge.

4.13 Titanit

ist ein beinahe ständiger Begleiter aller Eruptiva des Arbeitsgebietes. Doch während er in leukokraten Ganggesteinen und vielen Granitblastomyloniten nur spurenhaft vorhanden ist, tritt er in porphyrartigen Ganggesteinen sowie im Granodiorit bzw. Granodioritblastomylonit in ziemlich ansehnlichen Mengen auf.

Farbe. Gewöhnlich ist u.d.M.:

X silberweiß bis blaßgraugelb (2,3/B/2,3), mitunter farblos.

Z hell- bis dunkelblond oder braunorange (4,5/C,D/3,4).

Das Mineral ist somit schwach bis mäßig pleochroitisch. Farbunterschiede zwischen Titaniten aus verschiedenartigen Gesteinsgruppen sind entweder minimal oder überhaupt nicht vorhanden.

Konoskopisches Bild, Dispersion. Der Achsenwinkel ist in der Regel klein; $2V_x$ beträgt gewöhnlich bei λ = 630mμ 26-28°, bei λ = 520mμ 19-21° und bei λ = 580mμ 23-25°. Demnach ist r>>v. Ausgesprochen stark ist ebenfalls die Dispersion der Auslöschung.

Nach TRÖGER (1971, I, Diagr. auf S. 63) handelt es sich um reinen Titanit, fast ohne Fe^{3+}, Al und seltene Erden.

Zwillinge. Einfach nach (100) verzwillingte Titanite sind weit verbreitet. Diese zeigen in der Regel einspringende Winkel und sehen daher pfeilkopf- oder herzförmig aus. Spärlich erscheinen Körner mit wenigen breiten, ebenfalls // (100) entwickelten Zwillingslamellen. Neben diesen Wachstumszwillingen kommen auch, anscheinend durch Druck entstandene, enggescharte, dünne Lamellen // (221) sowie Komplexe Zwillinge vor.

Mechanische Beanspruchung, Regelung. In stärker durchbewegten Gesteinseinheiten sind frei im Gefüge liegende Titanite nicht selten angerundet, verbogen, zersprungen oder auseinander gebrochen. Letztere werden oft durch neugebildeten Epidot oder Quarz verbunden (Abb. 141). In ac-Schnitten sehen größere, vor allem in Quarzbahnen liegende Titanitkörner zuweilen wie ausgeschwänzte Augen aus. Titanitkörner bzw. -teile, die von unter Streß kristallisiertem Quarz umflossen werden, zeigen in der Regel, genauso wie andere Kornarten, glatt geschliffene Umrisse. Sieht man von Titaniten ab, die in fremden Kornarten stecken bzw. in mechanisch kaum beanspruchten Eruptivgesteinen vorkommen, so stellt man u.d.M. fest, daß die längste Diagonale der Titanitkörner statistisch in s eingeregelt ist.

Entstehung, Relatives Alter. In allen magmatischen Gesteinen des Arbeitsgebietes erweist sich Titanit zum größten Teil als eine ziemlich junge Phase, wenngleich seine Kristallisationsdauer im Vergleich zu derjenigen anderer Minerale in der Regel sehr lang war. Die Hauptmasse des Titanits kristallisierte im Verlauf der syntektonischen Metamorphose um B_2 aus Bestandteilen, die verschiedene ältere Phasen lieferten. Während dieser retrograden metamorphen Prozesse, die sich

Abb. 141: Älterer Titanitkristall - teilweise in Leukoxen umgewandelt - ist mechanisch quer zum b des Gesteinsgefüges in drei Teile auseinander gebrochen. Der Raum zwischen diesen ist durch Quarz, Biotit und K-Feldspat aufgefüllt.- Granodioritblastomylonit; 1 km WSW Agios Andreas, Dünnschl.-Nr. 3600; Schnitt // bc (0,50 x 0,36 mm, Nic. //).

Abb. 142: Idiomorpher Titanitkristall ist pseudomorph vollständig in Leukoxen (vermutlich Anatas) übergegangen.- Mechanisch schwach beanspruchter Granodiorit; Probe-Nr. 3, Dünnschl.-Nr. 4208 (0,89 x 0,65 mm, Nic. //).

zeitlich z.T. mit dem deuterischen Kristallisationsstadium der Magmatite überdecken, wurde Ti vor allem aus Biotit, in geringerem Maß wohl auch aus Hornblende und Ilmenit freigesetzt, aus Phasen nämlich, die ursprünglich, dank der höheren Kristallisationstemperaturen, den größten Teil des verfügbaren Ti in ihrem Gitter einbauen konnten (VERHOOGEN, 1962, S. 219). Ca bezieht Titanit hauptsächlich aus Plagioklas, der während der rückläufigen Metamorphose mehr oder weniger entkalkt wurde. Dementsprechend ist Titanit bevorzugt an Plagioklas sowie an die oben erwähnten Mafite gebunden (vgl. auch 4.2.9, 4.4.7, 4.7.8).

Wegen des jungen Alters entwickelt Titanit gegen angrenzende ältere Kornarten, trotz seiner Kristallisationskraft, mehr oder minder fremdgestaltige Umrisse, mitunter sogar ausgesprochen amöben- bzw. skelettartige Gestalten. In vielen Fällen werden fremde Mineralkörner oder Teile von diesen im heranwachsenden Titanit ganzrandig eingeschlossen.

In Altplagioklas liegende Titanite täuschen oft reliktische Einschlüsse vor. Doch erweisen sich derartige Titanitkristalle bei vorsichtigem Beobachten zumeist als jüngere Körner, die auf Spaltrissen, Zwillingsflächen und Sprüngen sitzen oder Hohlräume ausfüllen. Vielfach werden hierbei die wachsenden Titanitkristalle vom Plagioklaswirt deutlich gehindert, in ihnen bleiben kleine Plagioklasteile als Einschlüsse zurück.

Um die spärlichen Ilmenite entwickelt sich häufig eine dünne Schicht aus kleinen, mit ihrem größten Durchmesser subparallel zur Oberfläche des Ilmenits liegenden Titaniten, seltener eine dickere Schicht aus aneinander angeordneten, xenomorphen Titanitkörnchen. In vielen Fällen können außerdem in größeren Titaniten ein oder mehrere kleine, ziemlich gerundete Ilmenitkerne beobachtet werden.

Führt ein Gestein Biotit und Quarz, wie dies bei den meisten magmatogenen Gesteinen des untersuchten Gebietes der Fall ist, so zeigt sich, daß sich Titanit zum überwiegenden Teil während bzw. nach der Biotit-, jedoch vor der Quarzrekristallisation bildete: Häufig sitzen Titanitkörner auf Spaltrissen, Sprüngen oder der Intergranulare rekristallisierter Biotite. Des öfteren sieht man, daß Titanite, die quer zu den Biotitspaltrissen liegen, fingerförmige Fortsätze in diese senden. Allgemein hindern sich rekristallisierter Biotit und Titanit bei ihrem Wachstum gegenseitig oder wird allein Titanit von

dem kurz zuvor umkristallisierten Biotit gehemmt, wie dies buchtige Abdrücke am Rand der Titanitkörner oder verzerrte Kristallformen zeigen. Demgegenüber schmiegt sich rekristallisierter Quarz in charakteristischer Weise um größere Titanite herum; kleinere Titanitkristalle können vollkommen in einem Quarzkorn eingeschlossen sein. Während des Übergangs des Biotits in Chlorit oder Muscovit wurde Titanit nur untergeordnet gebildet (vgl. auch Tab. 12, 15, 18).

Umwandlung. Unter dem Einfluß hydrothermaler Lösungen oder unter den Bedingungen der Verwitterung entsteht aus Titanit ein feinstkristallines Gemisch aus TiO_2-Phasen, Quarz, Calcit sowie einigen durchscheinenden, nicht näher zu identifizierenden Mineralen. Doch werden gewöhnlich alle durchsichtigen Umwandlungsprodukte wegtransportiert, so daß fast ausschließlich die nahezu opaken Titanoxide zurückbleiben, ein Aggregat nämlich, das unter den Sammelbegriff Leukoxen fallen kann (vgl. 4.22 sowie DILLER 1883, DOSS 1895, POUGH 1930, GONI 1957).

Das feinstkörnige Zeug greift vom Rand oder von Spaltrissen und Sprüngen her ins Innere der Titanitkristalle vor (Abb. 23,141). In fortgeschrittenen Stadien der Umwandlung wird der gesamte Raum des ehemaligen Titanits von Titanoxiden besetzt (Abb. 142). Manchmal werden auch diese zum größten Teil ausgeleert, so daß zum Schluß nur noch titanitförmige Löcher auftreten, deren Wände mit TiO_2 ausgekleidet sind.

4.14 Orthit

ist akzessorischer Gemengteil nahezu aller Eruptivgesteine des Arbeitsgebietes. Orthitfrei sind Quarz- und Turmalin-Quarz-Gänge.

Form. Mechanisch nicht oder nur schwach überprägte Kristalle erscheinen in Schnitten der Zone [010] überwiegend idiomorph (sechsseitig, seltener parallelogrammförmig oder rhombisch (Abb. 145,146); die Enden der // b langgestreckten Orthitkörner sind hingegen in der Regel zerlappt. Da die Kristalle gleichzeitig // (100) mehr oder weniger abgeplattet sind, besitzen sie insgesamt eine flachprismatische oder bandartige Gestalt.

Tektonisch lebhaft beanspruchte Orthite sind angebrochen, zersprungen, verbogen, geknickt, vielfach sogar in zwei oder mehrere Teile auseinander gezogen bzw. zu ausgeschwänzten, augenförmigen Ge-

bilden verunstaltet (Abb. 143,144). Extrem stark mechanisch beanspruchte Orthitkörner sowie ihre Bruchstücke neigen eher dazu, abgerollt mit glatter Oberfläche zu erscheinen, als unregelmäßig verlaufende, gegliederte Ränder zu zeigen. Eingebuchtete, zerlappte, allotriomorphe Orthitkörner, wie sie REIN (1952) aus Gesteinen des Schwarzwaldes abgebildet hat, kommen in meinem Material nicht vor.

Regelung. Orthitkörner, die nicht in anderen Mineralen eingeschlossen sind, liegen in tektonisch überformten Gesteinen zum überwiegenden Teil mit (100) in s, mit der kristallographischen b-Achse in b des Gesteinsgefüges. Ist die s-Fläche um $B' \perp B_2$ gefältelt, so können in bc-Schnitten des Gesteins lange, schlangenförmig gekrümmte Orthite beobachtet werden (Abb. 144).

Zwillinge: Orthit ist häufig einfach // (100) verzwillingt. Die Zwillingsfläche ist gewöhnlich eben, manchmal jedoch zickzack- oder treppenförmig entwickelt (primäre Zwillinge). Selten treten Lamellen auf, die // (100) stehen, bisweilen aber spitzwinkelig die b-Achse schneiden. Das sind anscheinend mechanische Gleitzwillinge, die parallel der primären Zwillingsfläche (100) oder einer schräg zur b-Achse liegenden Ebene sekundär entstanden (Abb. 143).

Farbe. Orthit gehört in der Regel zu den stark pleochroitischen Mineralen der vorliegenden Gesteine. Die Farbe parallel zu den jeweiligen Indikatrixrichtungen schwankt jedoch, vielfach innerhalb eines einzigen Kristalls, erheblich. Folgende Farben herrschen bei weitem vor:

X farblos bis weingelb (2,3/A,B/3)
Y kaneelbraun bis dunkelbraun (6,7/D-F/6-8)
Z gemsgelb bis kaffeebraun (4,5/C-E/5-7)

In bezug auf Absorption (= Farbdichte + Dunkelstufe) und rote Farbkomponente ist stets $Y > Z >> X$. Von mehreren Autoren wird hingegen von einer stärkeren Absorption // Z berichtet. REIN (1952) hat z.B. an fast allen von ihm untersuchten Orthiten $Z > Y$ gefunden. Nach TRÖGER (1971, I, S. 57) sollten frische Orthite ebenfalls $X < Y \leq Z$ zeigen.

Die Farbintensität nimmt vermutlich mit steigendem Fe^{3+}-Gehalt zu (vgl. TRÖGER 1969, II, S. 314).

Doppelbrechung. $\Delta(n_Z - n_X) = 0{,}012-0{,}029$, meist um 0,020. Hellere Kristalle oder Kristallbereiche weisen allgemein niedrigere Δ-Werte auf als dunklere. An niedrig doppelbrechenden Kornschnitten kann man

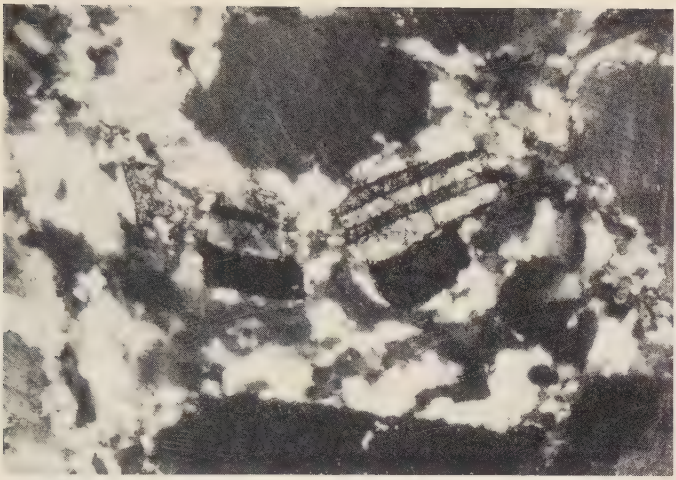


Abb. 143: Auseinandergebrochener Orthit liegt in einer Quarzbahn. Er hat sich mit seiner kristallographischen b-Achse dem welligen Verlauf der b-Achse des Gesteinsgefüges (B´⊥B-Gefüge) angepaßt. Der Kristall ist // (100) lamellar verzwillingt.- Granodioritblastomylonit; Probe-Nr. 15, Dünnschl.-Nr. 4536a; Schnitt // bc (1,8 x 1,3 mm, Nic. +).

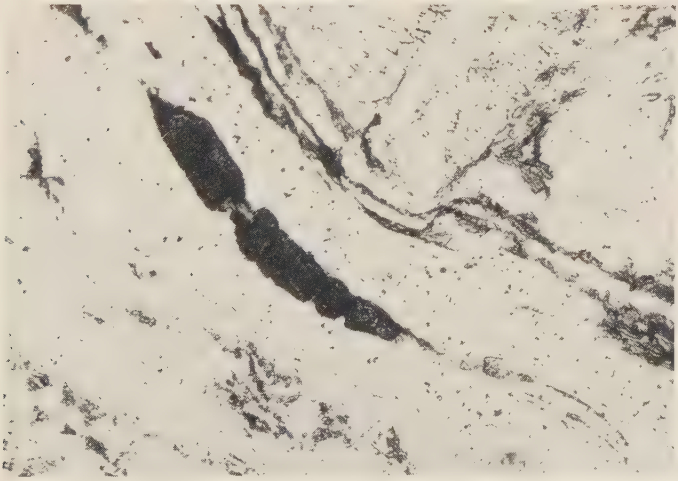


Abb. 144: Mechanisch gebogener und quer zu seiner kristallographischen b-Achse in mehrere Teile auseinandergebrochener Orthit liegt mitten in einem Zug rekristallisierten Quarzes. Im Raum zwischen den einzelnen Orthitteilen haben sich neben Quarz auch Biotit und Magnetit gebildet.- Granodioritblastomylonit; Probe-Nr. 21, Dünnschl.-Nr. 4534; Schnitt // bc (0,95 x 0,68 mm, Nic. //).

oft mäßig anomale Interferenzfarben beobachten.

Konoskopisches Bild. O.A.E. (010), $2V_x$ = 48-92°, zumeist 60-80°. Dunklere Orthitkörner bzw. -bereiche zeigen in der Regel kleinere Achsenwinkel als hellere.

Auslöschungsschiefe. X/c = 15-45°, vorwiegend 35-40°. Niedrigere Werte zeigen hierbei zumeist hellere Körner oder Kornpartien.

Zonarbau, Umwandlung. Orthitkörner sind wiederholt wegen ihres heterogenen Chemismus weder einheitlich gefärbt, noch löschen sie gleichzeitig aus.

ZIMMERLE (1971, S. 287) fand mittels Scanning-Aufnahmen eines zonargebauten Orthits, daß nur Ca und Ce unterschiedlich verteilt sind, wobei sich diese Elemente wegen gegenseitiger Substitution antipathetisch verhalten. Die ebenfalls aufgenommenen Fe, Si, La, Pr und Th sind demgegenüber ziemlich einheitlich über das ganze Korn verteilt.

Gewöhnlich läßt sich ein dunklerer, höher doppelbrechender Kern erkennen, der allmählich in einen viel helleren bis farblosen Rand übergeht. Der umgekehrte Fall, d.h. dunklere Ränder um hellere Kerne kann hin und wieder ebenfalls beobachtet werden. Wird der Mikroskoptisch gedreht, so wandert die Auslöschung derart gebauter Körner kontinuierlich vom Kern zum Rand und umgekehrt. Selten kann man auch Orthite mit einer Art Sanduhrstruktur oder Körner mit scharf abgesetzten, idiomorphen Kernen und wenigen darauf folgenden Schalen beobachten, die sich durch verschiedene Farbe, Doppelbrechung und Auslöschungsschiefe deutlich unterscheiden. Solche Körner sind sicherlich primär zonar gebaut.

In vielen Fällen haben indes die Orthitkörner nach ihrer Kristallisation inhomogen Eisen verloren oder andere Umsetzungen erfahren, so daß sie unregelmäßig gestaltete, mitunter in zwei oder mehrere Teile getrennte Kerne aufweisen, welche fließend in die benachbarten Bereiche übergehen. Kornteile gleicher Farbe löschen hierbei nahezu gleichzeitig aus. Das ausgeschiedene Eisen bildet manchmal dünne Hämatitüberzüge am Rand der Körner, doch sind Orthitkristalle meistens frei von derartigen Überzügen. Diese sekundären Umwandlungen, die vom Rand oder von Rissen aus ins Innere der Körner fortschreiten, verwischen gewöhnlich weitgehend einen vorhandenen primären Zonarbau.

Isotropisierte Orthite kommen nicht vor, wenngleich sekundär ausgebleichte Kristallbereiche wesentlich niedriger doppelbrechend sind als reliktische, dunklere Kerne. Dunklere Farbe kann also nicht, wie

von TRÖGER (1969, II, S. 314; 1971, I, S. 57), als Eigenschaft nichtfrischer, umgewandelter Orthite angesehen werden.

Nach vielen Autoren, wie z.B. GÜNTHERT (1953), EXNER (1966), ZIMMERLE (1971), kann Orthit in Epidot oder Klinozoisit umgewandelt werden. Die hier behandelten Orthite gehen nur selten ohne scharfe Grenze in den umliegenden Epidotsaum über, wobei es nicht zu entscheiden ist, ob der Epidotmantel tatsächlich auf Kosten des Orthits entstand.

Epidotmantel. Abgesehen von wenigen Proben (vor allem leukokrate Ganggesteine und Granitblastomylonit), in denen Orthit keinen Epidotmantel trägt, kommen epidothüllenfreie Orthitkörner nur sporadisch vor. Die gewöhnlich dünnen Epidotsäume löschen zumeist einheitlich aus; anscheinend gehören sie zu einem einzigen, mitunter einfach verzwillingten Kristall. Hierbei ist es interessant, daß der Epidotsaum optisch stets anders orientiert ist als der Orthitkern: Y_{Ep} liegt parallel oder subparallel Y_{Orth}, Z_{Ep} schließt jedoch mit Z_{Orth} einen Winkel von meistens 30-40° ein (Abb. 145). Vereinzelt werden außerdem auch Epidotmäntel angetroffen, die aus mehreren xenomorphen, uneinheitlich auslöschenden Körnchen bestehen. Ist der Orthitkern zersprungen, so dringt Epidot vom Rand aus verschieden tief in die Orthitrisse hinein.

Mitunter ist die Epidothülle nicht überall gleich stark oder sogar nur teilweise entwickelt. In solchen Fällen kann man beobachten, daß diejenigen Seiten der Orthitkörner epidotumsäumt sind, die an Plagioklas, Biotit oder Hornblende grenzen (Abb. 145).

Epidotsäume sind in der Regel leicht von den äußeren, des öfteren farblosen Teilen der Orthitkörner zu unterscheiden, weil letztere deutlich geringer doppelbrechend und optisch anders orientiert sind. Die gemeinsame Grenze ist eben und scharf. Demgegenüber sind Epidotsäume nach außen hin unregelmäßig begrenzt, oft stark zergliedert, da sie sich lappig in die benachbarten Minerale hineinfressen oder von diesen bei ihrem Wachstum gehemmt werden. Allgemein unterscheiden sich Epidotmäntel in ihren Eigenschaften kaum von den in derselben Probe vorhandenen Epidotkörnern. Bisweilen kommen Orthiteinschlüsse in größeren Epidoten vor.

Offenbar dient Orthit dank der strukturellen Ähnlichkeit als Kristallisationskern für den heranwachsenden Epidot. Epidotumhüllte Orthite aus verschiedenen Gesteinen sind von zahlreichen Autoren be-

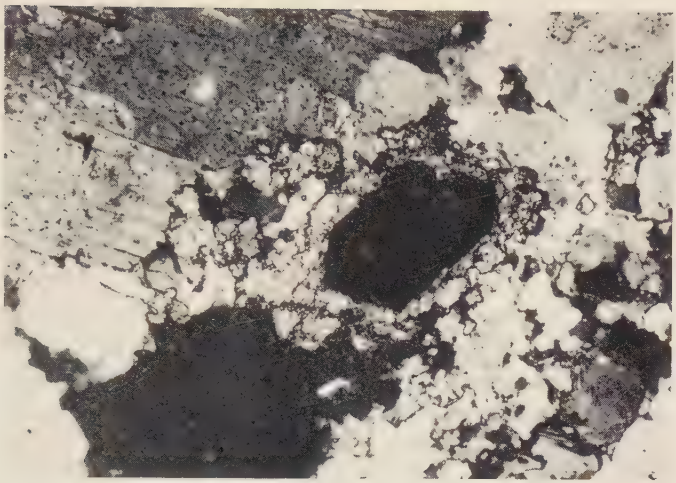


Abb. 145: Idiomorpher Orthitkristall wird durch stark gegliederten Epidot (Einkristall) ummantelt. Dieser dringt verdrängend in den anliegenden Plagioklas ein.- Granodioritblastomylonit; Probe-Nr. 6; Dünnschl.-Nr. 4222 (1,02 x 0,73 mm, Nic. +).

Abb. 146: Schwacher pleochroitischer Hof um idiomorphen Orthiteinschluß in Altbiotit.- Granodioritblastomylonit; Probe-Nr. 28, Dünnschl.-Nr. 3631 (Länge des Orthits 0,27 mm, Nic. //).

schrieben worden (vgl. ZIMMERLE 1971, S. 293f. und die dort zitierte umfangreiche Literatur).

Radioaktivität. Orthitkristalle, die in Hornblenden oder Altbiotite eingebettet sind oder auf deren Rissen und Korngrenzen sitzen, haben wiederholt schwache bis mäßige, seltener kräftige pleochroitische Höfe in diesen Mineralphasen erzeugt (Abb. 146).

Relatives Alter. In Granodiorit bzw. Granodioritblastomylonit, Granitblastomylonit und leukokraten Ganggesteinen bildete sich Orthit z.T. gleichzeitig mit Plagioklas, letzterer begann aber früher als Orthit zu kristallisieren: Orthiteinschlüsse in Plagioklas sind spärlich, von Plagioklas bei ihrem Wachstum behinderte, hypidiomorphe Orthitkörner, die vielfach in Hohlräumen oder auf Sprüngen der Plagioklase kristallisiert sind, kommen hingegen häufig vor. Bisweilen treten in Plagioklas ziemlich große, hypidiomorphe Orthite auf, die einen vollidiomorphen Kern tragen, während ihr Rand Apophysen in benachbarte Spalt- und Zwillingsflächen oder Risse des Wirtkristalls sendet. Anscheinend ist Orthit hier nach seinem Einschließen in Plagioklas weitergewachsen.

An Einschlüssen führt Orthit in diesen Gesteinen nur kleine, säulige oder nadelige Apatite und Zirkone.

Gegenüber K-Feldspat erweist sich Orthit stets als ältere Phase; denn er wird von K-Feldspat umwachsen, oftmals auch ganzrandig eingeschlossen. Naturgemäß sind alle später als K-Feldspat gebildeten Kornarten jünger als Orthit. So schmiegen sich z.B. Züge rekristallisierten Biotits oder Quarzes um größere Orthitkörner herum, in Sprüngen mechanisch deformierter Orthite oder im Raum zwischen auseinander getrennten Orthitteilen haben sich neben jungem Quarz und Biotit vielfach auch Magnetit oder Titanit angesiedelt (Abb. 143). In vielen Fällen können Orthitkristalle als Einschlüsse verschiedener jüngerer Minerale angetroffen werden.- Vgl. auch Tab. 12 und 15.

In porphyrartigen Ganggesteinen kristallisierte Orthit nach den Plagioklas- und Hornblendeeinsprenglingen, jedoch früher als die meisten Bestandteile der fein- bis feinstkörnigen Grundmasse (vgl. 5.4.1.2.4 und 5.4.1.2.6).

In allen Eruptivgesteinen des Arbeitsgebietes erweist sich also Orthit als eine primäre Phase, die ziemlich früh vor vielen anderen Mineralen aus dem Magma ausgeschieden wurde. Diese Feststellung stimmt mit der Ansicht mehrerer, vor allem älterer Autoren überein, die Or-

thit als primäre Komponente bzw. Frühausscheidung betrachten. Eine späte, hauptsächlich autopneumatolytische Kristallisation des Orthits, wie sie von vielen Verfassern angenommen wird, kommt somit für die vorliegenden Magmatite nicht in Frage (s. diesbezügliche Literaturangaben bei ZIMMERLE 1971, S. 297).

4.15 Epidot

ist in geringen Mengen oder Spuren in mehreren Proben der Magmatite des Arbeitsgebietes vorhanden. Er kommt in Einzelkörnern vor, noch häufiger schließt er sich jedoch zu Aggregaten zusammen, die inhomogen im Gefüge verteilt sind.

Form. Epidotkörner sind allotriomorph, vereinzelt auch hypidiomorph. Vollidiomorphe Kristalle werden nur ausnahmsweise angetroffen; diese haben sich vor allem um eigengestaltige Orthitkerne gebildet. Epidotkörner sind // b mehr oder weniger gestreckt, wiederholt auch // (100) abgeplattet.

Zwillinge. Hie und da treten einfache Zwillinge mit (100) als Zwillingsfläche auf. Körner mit wenigen Zwillingslamellen // (100) sind hingegen äußerst selten.

Mechanische Beanspruchung, Regelung. Verbogene, abgerundete oder zerbrochene Epidote können, selbst in kräftig durchbewegten Tektoniten, nur selten gefunden werden. Allgemein erscheint Epidot in mechanisch kaum verformten, vielfach jedoch undulös oder felderhaft auslöschenden Körnern, die mit ihrer kristallographischen b-Achse in s - Maximum in b - des Gefüges mäßig gut eingeregelt sind. Ein Teil der geregelten Epidote entstand dank der zur Zeit ihrer Kristallisation noch wirksam gewesenen Kräfte, die auch die straffe Regelung von gleichalterigen Quarzen herbeigeführt haben. Doch wächst geregelter Epidot in mehreren Fällen achsenparallel um in b eingeregelte Orthitkörner, so daß er lediglich deren Regelung abbildet. Daß Epidot mechanisch kaum überprägt erscheint, liegt vor allem in seiner Beschaffenheit, viel weniger in den Kräften, die nach seiner Kristallisation auf ihn wirkten. Denn später als Epidot gebildeter Muscovit sieht zumeist mechanisch stark gequält aus.

Spaltbarkeit. Parallel (100) und (001), meist gut ausgeprägt.

Farbe. Makroskopisch zeigt Epidot gewöhnlich mittelgelbgrüne (z.B. absinthgrün) Farbtöne (30/C,D/4,5).

U.d.M. ist überwiegend:

X farblos bis blaßgelbgrün (29,30/A,B/3)

Z hellgelbgrün (30/A,B/5,6)

Schwach pleochroitisch. $Z > Y \geq X$, ganz selten $Y > Z \geq X$. Nach TRÖGER (1971, I, S. 57) sollte hingegen $X < Z < Y$, selten $X < Y < Z$ sein.

Doppelbrechung. $\Delta(n_Z - n_X) = 0{,}009-0{,}043$, zumeist 0,020-0,040. Von Gestein zu Gestein, bisweilen sogar innerhalb ein und desselben Korns wechselt die Doppelbrechung erheblich. Charakteristisch sind die anomalen Interferenzfarben, vor allem der 1. Ordnung.

Konoskopisches Bild. Die optische Achsenebene liegt stets parallel (010). $2V_X = 68-92°$, meist 74-78°. Zunahme von $2V_X$ geht parallel mit Abnahme der Doppelbrechung. Wird $2V_X$ in monochromatischem Licht wechselnder Wellenlänge gemessen, so ergibt sich in bezug auf die 1. Mittellinie für die eine optische Achse stets $r > v$, für die andere $r < v$, wobei $2V_X$ praktisch unverändert bleibt. Manchmal ist die eine optische Achse etwas stärker dispergiert als die andere, so daß insgesamt $r > v$ resultiert. Anscheinend liegt geneigte Dispersion der optischen Achsen vor, bei der Y mit der Symmetrieachse des monoklinen Kristalls zusammenfällt.

Charakter der Hauptzone. 1 = (+)(-).

Auslöschungsschiefe. X/c = -1° bis -5°, überwiegend -2° bis -4°. Dispersion der Auslöschungsschiefe stark ($r > v$).

Fe^{3+}-Gehalt der Epidote. Die optischen Eigenschaften der vorliegenden Epidote weisen sie in der Mehrzahl als Epidote (i.e.S.) mit 50-80 Mol.-% $HCa_2Fe^{3+}Al_2Si_3O_{13}$ bzw. 9-14 Gew.-% Fe_2O_3, seltener als eisenarme Epidote oder Klinozoisite aus (vgl. TRÖGER 1971, I, S. 62; HÖRMANN & al. 1971, S. 50-55). Zoisit oder Pseudozoisit kommen nicht vor.

Zonarbau. Hin und wieder stößt man auf einfach zonargebaute Epidotkörner. Namentlich Doppelbrechungsunterschiede lassen einen unregelmäßig gestalteten, weniger häufig idiomorphen Kern und einen dünnen oder breiten Rand, seltener auch noch wenige mittlere Zonen erkennen. Der Übergang vom Kern zum Rand ist meistens fließend, die Körner löschen von der Mitte zum Rand hin und umgekehrt sukzessiv aus. Werden zonargebaute Epidote ohne Analysator beobachtet, so weisen nur selten geringe Farb- bzw. Lichtbrechungsunterschiede auf den vorhandenen Zonarbau hin. Der Kern ist meist eisenreicher, mitunter jedoch

wesentlich eisenärmer als der Rand. Rekurrenzen treten nur sporadisch auf. Eine Gesteinsabhängigkeit oder sonstige Gesetzmäßigkeit läßt sich bei den zonargebauten Epidoten nicht feststellen.

Entstehung, relatives Alter. Epidot erweist sich in den vorliegenden Gesteinen als eine sekundäre Phase, die sich spätdeformativ in bezug auf B_2, im Zuge retrograder metamorpher Prozesse bildete.

Wiederholt kann man beobachten, daß diejenigen Gesteinsbereiche vornehmlich Epidot führen, die heftiger durchbewegt sind. Andererseits spricht das völlige Fehlen des eisenarmen oder -freien Zoisits dafür, daß während der unter Streß abgelaufenen, rückläufigen Metamorphose der Gesteine des untersuchten Gebietes ziemlich niedrige hydrostatische Drücke herrschten. Denn Zoisit ist zwar nach HOLDAWAY (1972, S. 334f.) ein Hochtemperatur-Hochdruck-Mineral (stabil über 635±75 °C und 3±1 kb), welches aber auch unter niedrigeren Temperaturen kristallisieren kann, wenn der Druck genügend hoch ist (etwa 5-8 kb). Nichthydrostatischer Druck bevorzugt hierbei den Bau von Zoisit anstelle des Klinozoisits (vgl. auch DEER & al. 1962, I, S. 202; NITSCH & al. 1965, S. 471, 477, 480ff.; WINKLER 1967, S. 111 TRÖGER 1969, II, S. 318).

HÖRMANN & al. (1973) fanden in Epidotparagenesen aus den Zillertaler Alpen (Tirol, Österreich), daß vor allem der Oxydationsgrad $Fe^{3+} \times 100/(Fe^{3+} + Fe^{2+})$ der Gesteine für den Chemismus der Epidote maßgebend ist. Die Fe^{3+}-Gehalte der Epidote korrelieren positiv mit dem Oxydationsgrad des Muttergesteins. Ein Vergleich der Fe^{3+}-Gehalte der Epidote und der Gesteine ergab hingegen keine signifikanten Zusammenhänge.

In den Gesteinen des Kavala-Gebietes und des Symvolon-Gebirges schwankt vielfach der optisch ermittelte Chemismus der Epidote einer einzigen Probe ziemlich stark. Einen Zusammenhang zwischen der durchschnittlichen chemischen Zusammensetzung der Epidote einzelner Proben und den entsprechenden Oxydationswerten (s. Niggli-w-Werte in Tab. 2) habe ich nicht feststellen können. Anscheinend hängt der Fe^{3+}-Gehalt der Epidote von mehreren Faktoren ab, unter denen neben der O_2-Fugazität auch der Chemismus der Muttergesteine und der koexistierenden Fe-haltigen Mineralphasen sehr wichtig ist (vgl. HOLDAWAY 1972, S. 333f.; LIOU 1973, S. 408ff.).

Minerale, die zum Aufbau des Epidotgitters dienten, sind vor allem An-reicher Plagioklas, Biotit und Hornblende, d.h. Komponenten, die während der retrograden Metamorphose in stabilere Niedertemperaturphasen übergingen (vgl. 4.2.9, 4.4.7, 4.7.8). Naturgemäß ist Epidot vornehmlich an die erwähnten Minerale gebunden: Er sitzt auf ihren Intergranularen, Spaltrissen, Zwillingsflächen oder Sprüngen, von wo er her ins Innere der Körner vorgreift, bis das angegriffene Mineral vo

ständig aufgezehrt ist. Zwischenstufen des Ersetzungsprozesses, bei denen der ursprüngliche Wirtkristall, in verschieden große Teile auseinandergelöst, im aufgesproßten Epidotkorn reliktisch vorliegt, sind immer wieder zu beobachten, genauso wie Spaltflächen, insbesondere des Biotits, die von Epidot mechanisch keil- oder knopflochartig aufgeweitet worden sind.

Vielfach wächst Epidot nicht nur in situ auf Kosten des jeweils verdrängten Mineralkorns, sondern wandert auch noch mit Lösungen in die Intergranulare verschiedener Komponenten bzw. in deren Sprünge und Spaltflächen ein, füllt aderartig Risse des Gesteins aus oder siedelt sich auf s-Flächen an.

Eingeschlossen in Epidot kommen praktisch alle Kornarten vor, die älter als dieser sind. Doch fällt hierbei besonders Orthit auf, da er in unzähligen Fällen als Kristallisationskern für Epidot diente (s. 4.14, Abb. 145).

Im Vergleich zu anderen, ebenfalls sekundären Mineralen der vorliegenden kristallinen Gesteine ist Epidot teils älter, teils jünger. So erscheint er gegenüber rekristallisiertem Biotit fast stets jünger, gegenüber Muscovit hingegen älter. Dennoch könnte Muscovit in manchen Fällen parallel zum Epidot gewachsen sein. Rekristallisierter bzw. unter Streß gebildeter Quarz umfließt häufig Epidotkörner oder verheilt deren Sprünge, doch wird er hie und da von Epidot umwachsen.

Bemerkenswert sind bei einigen schwächer doppelbrechenden, mithin Fe^{3+}-ärmeren Bereichen der Epidote dünne, fächerförmig angeordnete, myrmekitische Quarzstengel. Z.T. gleichen Alters mit Epidot ist außerdem Magnetit, wogegen Titanit zumeist früher als Epidot kristallisierte (vgl. Tab. 12, 15, 18).

4.16 Magnetit

ist eine der häufigsten Erzkomponenten nahezu aller magmatogenen Gesteine des Arbeitsgebietes.

Form, mechanische Deformation. Magnetit tritt gewöhnlich in wachstumsbehinderten, hypidiomorphen Körnern auf, die vornehmlich als einfach primitive Oktaeder zu kristallisieren trachten. Eine Anzahl vollidiomorpher oder skelettartig gewachsener, allotriomorpher Magnetite ist jedoch in den meisten Fällen gleichfalls vorhanden. Geradezu charakteristisch sind im Durchlicht vor allem dreieckige und rhombische,

hie und da auch noch sechseckige, quadratische oder trapezförmige Schnitte, die oftmals randlich zernagt und innerlich ausgehöhlt erscheinen (Abb. 43,147). Im schräg reflektierten Licht fallen hingegen besonders die Oktaederflächen auf. Anzeichen einer schwachen mechanischen Deformation sind an den vorliegenden Magnetiten nur vereinzelt erkennbar.

Entstehung, relatives Alter. Magnetit bildete sich spätdeformativ in bezug auf B_2 teils aus aszendenten hydrothermalen Lösungen, teils aus älteren Mafiten, und zwar insbesondere aus Hornblende und Altbiotit. Hierfür spricht vielleicht die Tatsache, daß Magnetitkörner mit Vorliebe an Amphibol oder rekristallisierten Biotit gebunden sind, wenngleich es oft den Anschein hat, als hätten die Mafite lediglich als Kristallisationskerne für die heranwachsenden Magnetite gedient (s. auch unter "Umwandlung" in diesem Kap.).

Die Kristallisationszeit des Magnetits überdeckt sich im großen und ganzen mit derjenigen des rekristallisierten Quarzes. Dies ergibt sich aus eingebuchteten oder amöbenartig zwischen Quarzkörnern aufgesproßten Magnetiten, die ab und zu auch kleine Quarzeinschlüsse enthalten können, und umgekehrt, aus rekristallisierten Quarzen, die schnurförmige Magnetitaggregate umfließen oder einzelne Magnetitkörner teilweise, öfter auch ganzrandig umwachsen. Magnetit ist somit jünger als alle Komponenten der Gesteine, die älter als rekristallisierter Quarz sind. Dies läßt sich u.d.M. immer wieder aufgrund des Verhaltens des Magnetits gegenüber diesen Phasen bestätigen. So springen sofort in die Augen Magnetite, welche die Grenzen verschiedenartiger, oft mechanisch deutlich verformter Mineralkörner nachzeichnen oder in deren Risse eindringen. Älter als Magnetit erweisen sich ab und zu selbst ziemlich junge Kornarten, wie etwa Plagioklas II oder Epidot. Letzterer ist jedoch zum größten Teil nach Magnetit, und zwar teilweise auf dessen Kosten, entstanden. In Chlorit oder Muscovit liegende Magnetitkörner wurden nicht erst beim Übergang des Biotits in diese Minerale, sondern bereits früher gebildet. Jünger als Magnetit erweist sich ferner Albit, in dem Magnetitkörner des öfteren eingeschlossen sind (s. 4.2).- Vgl. auch Tab. 12, 15, 18.

Umwandlung. Vor allem in Gesteinen aus der W-Hälfte des kartierten Gebietes sind Magnetitkörner zum Teil oder restlos martitisiert, randlich auch noch in Eisenhydrate umgewandelt. In sonst frischen Gesteinseinheiten spielten sich diese Umwandlungsvorgänge offenbar unter dem Einfluß hochoxydierender hydrothermaler Lösungen ab. Wäh-

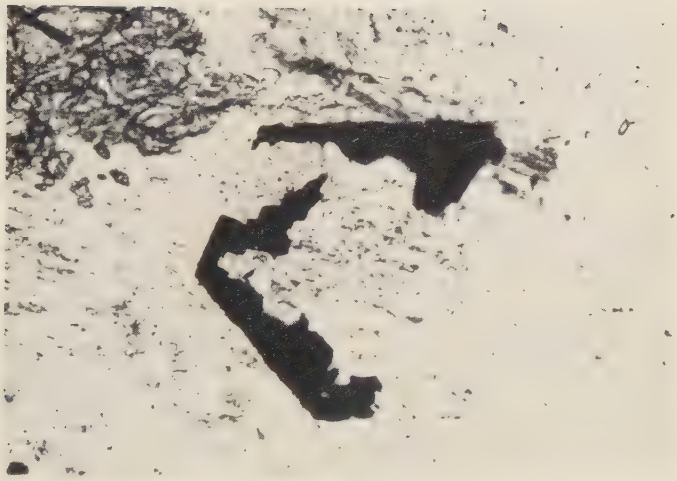


Abb. 147: Skelettartig in Plagioklas gewachsener Magnetit läßt seine Oktaederflächen gut erkennen. Am oberen Bildteil befindet sich eine teilweise gebleichte Hornblende.- Granodioritblastomylonit; Probe-Nr. 15, Dünnschl.-Nr. 4536a (0,41 x 0,29 mm, Nic. //).

rend der späteren Pyritimprägnation der Gesteine könnte Magnetit in wechselndem Maß durch Pyrit verdrängt worden sein, doch sind mir keine Pyritpseudomorphosen nach Magnetit begegnet.

Anders als beim Ilmenit, dessen Körner manchmal mit Magnetit verwachsen sind, haben sich um Magnetitkörner niemals Titanit- oder Leukoxensäume entwickelt. Bei den vorliegenden Magnetiten kann es sich somit nicht um Titanomagnetite oder Ulvöspinelle handeln. Da aber das notwendige Titan für den Bau letzterer Minerale in allen Gesteinen mehr oder weniger reichlich zugegen war, muß die Temperatur zur Zeit der Magnetitkristallisation ziemlich tief oder der Oxydationsgrad (mol.$(2Fe_2O_3 \times 100)/(2Fe_2O_3 + FeO)$) hoch gewesen sein, da ja der Gehalt der Magnetite an Ulvöspinell bekanntlich sowohl vom Ti-Angebot wie auch von der Temperatur und der Sauerstoffugazität abhängt (vgl. BUDDINGTON & al. 1955; BUDDINGTON 1956; MIYASHIRO 1958, S. 223, 240; CHINNER 1960, S. 186f.; DEER & al. 1962, V, S. 70,74; MIYASHIRO 1964, S. 726; BUDDINGTON & al. 1964; TRÖGER 1969, II, S. 58f.; SARWARY 1970, S. 73, 131).

4.17 Ilmenit

kommt in geringen Beträgen oder Spuren in fast allen magmatogenen Gesteinen des untersuchten Gebietes vor.

Form, Regelung. Die wechselnd großen Ilmenitkörner sind gewöhnlich unregelmäßig gestaltet, des öfteren mit kurzen Fortsätzen zwischen verschiedenen älteren Kornarten oder in deren Spaltrissen und Sprüngen. Statistisch sind die Ilmenitkörner mit ihrem längsten Durchmesser in ab des Gefüges eingeregelt.

Entstehung, relatives Alter. Die Hauptmasse des Ilmenits bildete sich para- bis spätdeformativ in bezug auf B_2, in biotitführenden Gesteinen anscheinend gleichzeitig mit oder kurz nach rekristallisiertem Biotit; doch entstand Ilmenit manchmal auch nach unter Streß gewachsenem Quarz. In Ilmenitkörnern liegen zuweilen verschiedene ältere Minerale, namentlich Feldspat und Biotit, als Einschlüsse vor. Demgegenüber wird Ilmenit vor allem in Titanit und rekristallisierten Quarz eingebettet. Ilmenite, die noch älter sind als rekristallisierter Biotit, sind wahrscheinlich ebenfalls in vielen Fällen vorhanden, wie darauf in K-Feldspat liegende Ilmenitkörner hinweisen, da sie aber äußerst selten sind, kann ihr relatives Alter nicht mit Sicherheit bestimmt werden.

Das notwendige Eisen und Titan bezog Ilmenit in erster Linie aus Biotit, in geringerem Maß wohl auch aus Hornblende. Leistenförmige und verzweigte Ilmenitkörner, die Biotitscheiter oder -strähnen begleiten, sind offenbar aus Biotit bei dessen Umkristallisation ausgeschieden worden. Indes könnte ein Teil des Ilmenits auch noch unmittelbar aus aszendenten hydrothermalen Lösungen ausgeschieden sein.- Vgl. auch Tab. 12 und 15.

Zur Zeit der Ilmenitkristallisation herrschten anscheinend nicht allzu niedrige O_2-Fugazitäten, da andernfalls Fe und Ti nicht an Erz, sondern an Silikate gebunden wären (vgl. CHINNER 1960, S. 202; SARWARY 1970, S. 134). Diese O_2-Fugazitäten lagen jedoch weit niedriger als während der Bildung des zum größten Teil jüngeren Magnetits.

Umwandlung. Häufig erscheinen um Ilmenitkörner dünne Titanitsäume, mitunter sind in größeren Titaniten nur noch kleine Ilmenitreste übriggeblieben (vgl. 4.13 sowie LEAKE 1965, S. 305). In mehreren Fällen sind Ilmenitkörner außerdem verschieden stark, hie und da sogar - namentlich in Gesteinen aus dem W-Teil des Gebietes - vollständig in Leukoxen übergegangen (vgl. 4.22). Hierbei dehnt sich Leukoxen, vom Rand oder von Sprüngen her angreifend, allmählich über das ganze Korn aus. Das während dieser Umwandlungen aus Ilmenit herausgelöste Eisen wird als Hämatit bzw. Fe-Hydroxide und -Hydrate abgesetzt oder dient zum Bau von Epidot. Es ist ferner nicht ausgeschlossen, daß ein Teil des Ilmenitbestandes im Verlauf der jüngeren Pyritimprägnation der Gesteine in Pyrit und Rutil umgesetzt wurde (vgl. GRUNER 1959).

4.18 Pyrit

tritt in allen untersuchten Gesteinen des Kavala-Gebietes und des Symvolon-Gebirges auf, wenn auch in erheblich wechselnder Menge. Während er z.B. in Turmalin-Quarz-Gängen eine der Haupterzkomponenten ist, sind die meisten leukokraten Ganggesteine äußerst pyritarm.

Form. Die vielfach recht großen, als Porphyroblasten wirkenden Pyritkörner sind in der Mehrzahl hypidiomorph, mehr oder minder wachstumsbehindert. Vorherrschende Tracht ist stets das einfach-primitive Hexaeder.

Entstehung, relatives Alter. In allen Gesteinen erweist sich Pyrit als eine junge Phase, die offenbar postdeformativ in bezug auf

B_2 aus Fe- und S-haltigen hydrothermalen Lösungen unter reduzierenden Bedingungen kristallisierte. Gleichen Alters sind vermutlich Pyritkluftbeläge und -füllungen, die namentlich im Gebiet von Kavala anzutreffen sind. Eingeschlossen in Pyrit finden sich des öfteren neben älteren Mineralen auch jüngere Komponenten, wie z.B. rekristallisierter Quarz, Titanit, Ilmenit, Magnetit.

Umwandlung. Die Hauptmasse des Pyritbestandes ist im Zuge jüngerer Oxydations- oder Hydratationsprozesse in Hämatit und vor allem in Eisenhydroxide und deren Hydrate übergeführt worden. Letztere sind vielfach krustenförmig in Zonen unterschiedlichen H_2O-Gehaltes angeordnet, die im Durchlicht gelb- bis rotbraune Farben, wie etwa honiggelb oder ziegelrot, zeigen. In der Mitte der konzentrisch-schaligen Gebilde kann ab und zu noch erhaltener Pyrit beobachtet werden.

4.19 Hämatit

ist in wechselnden Beträgen in nahezu allen Schliffen der untersuchten Gesteine vorhanden.

Form. Neben unregelmäßig begrenzten, vielfach langgestreckten Hämatitkörnern, die Zwickel zwischen verschiedenen Kornarten ausfüllen oder sich in deren Spaltrissen, Zwillingsflächen und Sprüngen ansiedeln, gibt es häufig auch pseudomorph nach Magnetit oder Pyrit gebildeten Hämatit. Bemerkenswert sind außerdem dünnste, auf der Intergranulare vieler Minerale oder auf feinsten Sprüngen sitzende Hämatitblätter, die im schräg auffallenden Licht (bei paralleler oder subparalleler Lage zur Schliffebene) stark glänzen, im Durchlicht hingegen gelb- bis rotbraun aussehen.

Entstehung, relatives Alter. Ein Teil des Hämatitbestandes bildete sich zweifellos unter den Bedingungen jüngerer Verwitterungsvorgänge durch Zerfall eisenhaltiger Silikate oder Oxydation von Pyrit, Magnetit, in geringerem Maß auch von Ilmenit. Doch der größte Teil des Hämatits entstand offenbar viel früher, z.T. schon im Anschluß an die Magnetitkristallisation, als unter dem Einfluß hydrothermaler Lösungen hoher O_2-Fugazität (MIYASHIRO 1964, S. 721) zahlreiche Körner Fe-haltiger Silikate, voran des Biotits, zersetzt wurden (vgl. 4.4.7, 4.7.8). Das hierbei freigesetzte Fe wurde z.T. an Epidot gebunden, der Rest wurde als Hämatit, bisweilen auch als Fe-Hydroxide abgesetzt. Letztere gingen vermutlich im Verlauf späterer

Dehydratationsprozesse wieder in Hämatit über. Auf diese Weise entstandene Hämatitkörner oder -blätter sammeln sich vor allem am Rand, auf Spaltrissen und Sprüngen der neugebildeten Mineralphasen, wie z.B. des Muscovits, nicht selten jedoch wandern sie in Risse benachbarter Kornarten oder in s-Fugen und Klüfte des Gesteins hinein. Es ist außerdem denkbar, daß ein kleiner Teil des Hämatitbestandes der Magmatite unmittelbar aus aszendenten hydrothermalen Lösungen ausgeschieden wurde.

Umwandlung. Unter den Bedingungen der Verwitterung geht Hämatit langsam in Fe-Hydroxide und deren Hydrate über.

4.20 Eisenhydroxide und -hydrate

sind fast stets in den vorliegenden Gesteinen vorhanden. Sie entstanden hauptsächlich bei der Verwitterung eisenhaltiger Silikate und Erze (s. 4.18), untergeordnet wohl auch aus eisenhaltigen Mineralen während retrograder metamorpher Prozesse, die sich wiederholt unter Teilnahme hydrothermaler Lösungen abspielten. Im Gesteinsgefüge sind Fe-Hydroxide und -Hydrate wegen der Entstehungsähnlichkeit annähernd wie Hämatit verteilt, mit dem sie auch meistens vergesellschaftet sind.

Fe-Hydroxide und deren Hydrate sind durchscheinend, ihre Farbe schwankt ohne nennenswerten Pleochroismus von gelb bis rotbraun. Offenbar handelt es sich in den meisten Fällen um verschieden stark hydratisierte, feinkörnige oder submikroskopische Goethitaggregate, in denen sicherlich geringe Mengen an Lepidokrokit beigemischt sind.

4.21 Rutil

kommt untergeordnet in feinen dunkelbraunen bis fast undurchsichtigen Nadeln in mehreren glimmer- oder chloritführenden Gesteinseinheiten vor. Er entstand unter sinkender, allerdings noch ziemlich hoher Temperatur als eines der ersten Umwandlungsprodukte des Biotits, als dieser einen Teil des ursprünglich eingebauten Ti ausgeschieden hatte. Rutilnadeln finden sich daher fast ausschließlich am Rand, in Sprüngen und vor allem in Spaltrissen des Biotits sowie des aus ihm hervorgegangenen Chlorits, vereinzelt auch des Muscovits.

Rutilnadeln können in den (001)-Flächen des Glimmers oder des Chlorits wirr oder gruppenweise parallel zueinander eingelagert sein.

Hie und da bilden sie X-förmige Zwillinge, wobei das bekannte Sagenitgitter entsteht (s. auch Kap. 4.4.6). Die Nadeln sind besonders gut in Schnitten // (001) der Glimmer oder der Chlorite zu beobachten. In Schnitten quer zu (001) sieht man meist lediglich opake Pünktchen, die Querschnitte der Rutilnadeln.

4.22 Leukoxen

ist in allen Gesteinen weit verbreitet.

Unter dem Sammelbegriff Leukoxen habe ich hier feinstkörnige, vielfach staubige Aggregate der TiO_2-Polymorphe Anatas, Rutil und Brookit zusammengefaßt, die u.d.M. nicht näher zu identifizieren sind. Indes lassen sich bisweilen die feinsten Kriställchen aufgrund der dipyramidalen oder tafeligen Gestalt als Anatas diagnostizieren. Bereits 1883 wies DILLER (S. 190-193) Anatas als Umwandlungsprodukt von Titanit und anderen Ti-haltigen Mineralen nach (vgl. auch DOSS 1895; ALLEN 1956, S. 832; BAILEY & al. 1957, S. 717f.; HARTMAN 1959, S. 1380, 1385; GOLDING 1961, S. 1144f.; TRÖGER 1969, II, S. 149).

Leukoxen entsteht bekanntlich aus Ti-haltigen Mineralen unter dem Einfluß kühl-hydrothermaler Lösungen oder unter den Bedingungen der Verwitterung, ist daher in den untersuchten Gesteinen vor allem an Titanit, Chlorit, Muscovit und zersetzten Biotit, in geringeren Beträgen auch an Ilmenit und Hornblende gebunden. Am Rand dieser Minerale oder in ihren Spaltrissen und Sprüngen bilden sich zunächst kleine, häufig schwammige Leukoxenklümpchen, die sich allmählich wachsend in fortgeschrittenen Stadien der Umwandlung zu dicken, zusammenhängenden Mänteln oder Schnüren vereinigen, nicht selten sogar den ganzen Raum der umgewandelten Mineralkörner einnehmen (Abb. 23,141,142).- Vgl. auch 4.4.7, 4.13, 4.17.

Im Durchlicht sind Leukoxenaggregate opak, nur in ganz dünnen Schichten sind sie dunkelbraun durchscheinend. Im schräg auffallenden Licht sehen sie gewöhnlich milchigweiß, hie und da jedoch wegen beigemischter, feinster Hämatitflitter oder Fe-Hydroxide hellgelb bis hellrot aus. Größere Kriställchen weisen einen charakteristischen Diamantglanz auf.

Welche TiO_2-Modifikation jeweils gebildet wird, hängt anscheinend von mehreren Faktoren ab, unter denen für den hier vorliegenden tiefthermalen Bildungsbereich des Leukoxens insbesondere Kristallisations-

geschwindigkeit, pH sowie Chemismus des sich umwandelnden Minerals und des Muttergesteins in Betracht kommen (s. auch SCHOSSBERGER 1942, S. 361f.; HARTMAN 1959, S. 1401f.). Nach HARTMAN (1959, S. 1399-1401) geht Anatas wegen seiner im Vergleich zum Rutil weniger geordneten Struktur allmählich in die stabilere Rutilkonfiguration über.

4.23 Tonminerale

Unter den Verwitterungsprodukten der Eruptivgesteine des untersuchten Gebietes sind stets Tonminerale vorhanden. Diese entstehen zunächst auf Kosten der Plagioklase, in stark verwitterten Gesteinen auch noch aus Alkalifeldspäten, Glimmern und anderen Al-haltigen Mineralen. Allgemein erscheinen die Gesteine im Arbeitsgebiet von NE nach SW zunehmend verwittert, so daß die größten Mengen an Tonmineralen im Raum um Loutra Eleftheron zu finden sind.

4.24 Calcit

kann in geringen Beträgen hie und da in allen magmatogenen Gesteinen des Arbeitsgebietes angetroffen werden. Er ist entweder aus zersetzten Ca-haltigen Mineralen entstanden oder viel häufiger mit Oberflächenwässern zugeführt worden.

Aneinander oder zwischen fremdartigen Mineralen liegende Calcitkörner sind ausgesprochen xenomorph und weitgehend unverzwillingt. Mechanisch wurden sie in der Regel nicht beansprucht und weisen daher ein intaktes einachsiges konoskopisches Bild auf.

5. PETROGRAPHISCHER TEIL

5.1 Klassifikation, Nomenklatur der magmatogenen Gesteine

Die magmatogenen Gesteine des Arbeitsgebietes habe ich in der Hauptsache nach den Vorschlägen von STRECKEISEN (1966,1967,1974) und PÄLCHEN & al. (1972) eingeteilt und benannt. Maßgebend ist hierbei das modale Volumenverhältnis Q : A : P (Q = Quarz, A = Alkalifeldspat, d.h. K-Feldspat + Albit (< 5 Mol.-% An), P = Plagioklas (> 5 Mol.-% An)).

Abweichend von STRECKEISEN (1967,1974) habe ich Granodioritgesteine hinsichtlich ihrer Farbzahl wie folgt unterteilt:

M < 5 Vol.-% : aplitischer Granodiorit
M = 5-10 Vol.-% : heller Granodiorit
M = 10-25 Vol.-% : Granodiorit
M > 25 Vol.-% : dunkler Granodiorit

Diese Grenzen liegen z.T. zwischen denjenigen von STRECKEISEN einerseits und jenen von TRÖGER (1935) und RONNER (1963) andererseits.

Anders als PÄLCHEN & al. (1972) habe ich Ganggesteine hinsichtlich ihres Gefüges nach den Vorschlägen TRÖGERs (1935) bezeichnet.

Blastomylonitisch überformte Eruptivgesteine werden durch das Grundwort -blastomylonit charakterisiert.

Eruptivgesteinsnamen und entsprechende Familien-Nummern nach RONNER (1963) werden im Verzeichnis der Proben (Tab. 1) in Klammern angeführt.

5.2 Der helle Granodiorit oder Granodioritblastomylonit

5.2.1 Bezeichnung

Im QAP-Dreieck (Abb. 169,170) liegt die Mehrzahl der Projektionspunkte der untersuchten Proben sowie ihr Mittelwert im Granodioritfeld (Q = 29,6, A = 21,4, P = 49,0). Eine Reihe Projektionspunkte liegt im Monzogranitfeld, aber nur zwei von diesen weisen ein A:P-Verhältnis größer als 1:1 auf. Zwei Punkte fallen ins Feld der Quarzmonzodiorite und einer in dasjenige der Quarzmonzonite.

Das arithmetische Mittel der Farbwerte der durchgeführten Modalanalysen beträgt M = 9,6, das Gestein entspricht demnach einem hellen Granodiorit (vgl. Abb. 167,168). Gesteinsbereiche mit erheblich

von diesem Wert abweichenden Farbzahlen sind kaum vorhanden.

Sieht man von der Art der Mafite ab, so stellt man fest, daß der vorliegende Plutonit dem Farsundit (= heller Granodiorit) von Farsund, Süd-Norwegen (TRÖGER 1935, S. 57) sehr ähnlich ist. Zum Vergleich mit den Angaben TRÖGERs habe ich die Modalanalyse Nr. 113 (Tab. 11), die das arithmetische Mittel der 35 analysierten Proben wiedergibt, in Gew.-% umgerechnet (Anal. Nr. 113A, Tab. 11).

5.2.2 Vorkommen

Das Gestein erscheint südlich der durch das Arbeitsgebiet von SW nach NE ziehenden kristallinen Kalkzüge, vereinzelt auch, so z.B. an der Straße NW Agios Andreas, zwischen diesen. Es nimmt den überwiegenden Teil der Küstengebiete ein und ist zugleich im Vergleich zu allen anderen Gesteinen am weitesten ausgedehnt. Die Länge des Granodiorits beträgt im kartierten Gebiet ca. 42 km, die Breite schwankt meist zwischen 2 und 6 km. Nach W zu wird das Gestein zunehmend von jungen Sedimenten bedeckt, im Raum N und E Kavala verschwindet es unter dem alten Rhodope-Kristallin.

5.2.3 Geologisches Auftreten, Gefüge

Geradezu kennzeichnend für den vorliegenden Granodiorit bzw. Granodioritblastomylonit sind K-Feldspatgroß- oder -riesenkristalle. Diese sind zwar innerhalb kleiner Bereiche ziemlich inhomogen, großräumig jedoch (ab 100-m-Bereich) regelmäßig verteilt, so daß das Gestein in drei auskartierbaren Gruppen untergliedert werden kann: Mit K-Feldspäten bis 1 cm (a), bis 3 cm (b), über 3 cm (c) lang.

Die großen K-Feldspäte verleihen dem Gestein einen betont porphyrischen Charakter (Abb. 162,163). Die Korngröße der Grundmasse hält im großen und ganzen Schritt mit der Größe der K-Feldspatgroßkristalle. So ist die Grundmasse bei (a) klein-, seltener feinkörnig, bei (b) klein- bis mittelkörnig und bei (c) meist mittelkörnig.

Das Granodioritmagma intrudierte entlang s-Flächen oder Querfugen in die silikatischen Hüllgesteine und löste sie in Schollen auf (Abb. 148). Allgemein sind Schollen silikatischer Nebengesteine in Granodiorit sehr verbreitet. In Richtung nach der Hülle hin werden die Schollen immer zahlreicher und größer bis schließlich ausgedehnte zusammenhängende Nebengesteinsbereiche erscheinen, in die Granodiorit

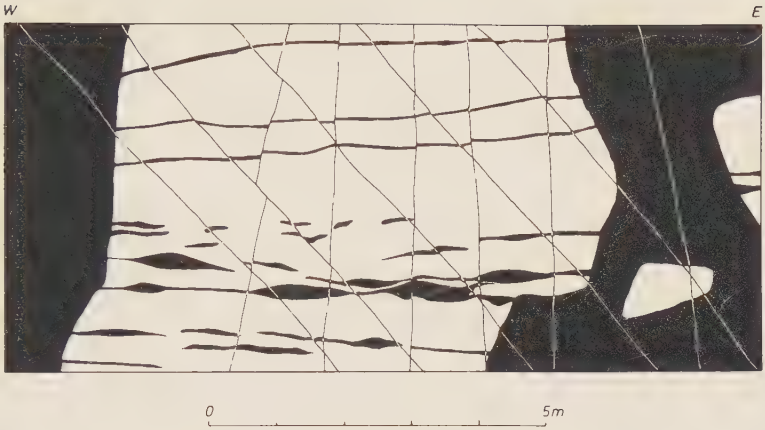


Abb. 148: Granodiorit und leukokrate Eruptivgesteine (schwarz) bilden dünne akkordante Gänge und Rosenkränze im s des Hornblende-Gneises (weiß), während der Hauptkontakt quer zum s steht. Im Granodiorit sind große Schollen des Hüllgesteins eingeschlossen worden.- An der Straße N Aspri Ammos.

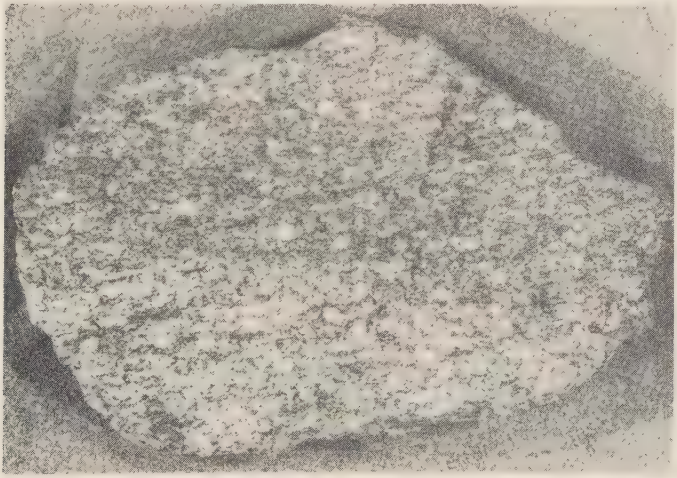


Abb. 149: Granodioritblastomylonit; Fundstelle der Proben 25a und 25b.- Kontakt einer kleinkörnigen, ziemlich dunklen plagioklas- und mafitreicheren Lage mit einer gröberkörnigen, helleren K-Feldspat- und quarzreicheren. Länge des Handstücks 17 cm.

zunächst in Form starker Apophysen (Lager, stockförmige Massen), dann - mit wachsendem Abstand vom Kontakt - als immer schmächtiger werdende Gänge eindringt. Die Grenze zwischen Granodiorit und Nebengesteinen verläuft dementsprechend äußerst unregelmäßig. Dieser Umstand wird auf der geologischen Karte durch Übersignaturen verdeutlicht.

Nebengesteinsschollen in Granodiorit sind in der Regel nicht resorbiert, ihre Grenzen sind scharf. Dennoch blieb ihr Chemismus nicht unbeeinflußt, sondern wurde durch kontaktmetasomatische Stoffaustauschprozesse beträchtlich verändert.

Da Granodiorit mehr oder weniger mechanisch beansprucht und metamorphosiert wurde, ist sein möglicherweise vorhanden gewesenes primäres, richtungsloses, wechselkörniges bis porphyrisches, hypidiomorphes Erstarrungsgefüge weitgehend einem flächenhaft und linear gerichteten, blastisch überprägten Deformationsgefüge gewichen. Dieses Blastomylonit- oder Mörtelgefüge könnte auch wegen der vorhandenen K-Feldspat- und Plagioklasporphyroklasten als blastoporphyrisch bezeichnet werden. Die Porphyroklasten scheinen in einem viel kleinerkörnigen, hauptsächlich aus K-Feldspat, Plagioklas, rekristallisiertem Quarz und rekristallisiertem Biotit bestehenden Grundgewebe zu schwimmen (Abb. 150,151,162,163). Zwischen ursprünglicher Erstarrung und metamorpher Umprägung gibt es indes allem Anschein nach keinen ausgesprochenen Hiatus. Vielmehr läßt sich immer wieder feststellen, daß die eingedrungene Schmelze bereits unter Streß stand, bevor sie abgekühlt wurde, wenngleich die mechanische Deformation eindeutig das magmatische Stadium der Kristallisation überdauerte.

Hie und da ist das Gestein dermaßen mechanisch beansprucht worden, daß es nur noch als feinst zerriebener Mylonit oder dichter Ultramylonit vorliegt (vgl. 3.6).

In Gesteinsanschnitten quer zum s lassen sich häufig Streifen unterschiedlichen Deformationsgrades erkennen. Die Mächtigkeit dieser Bahnen kann von einigen Zehntel-mm bis zu mehreren m variieren. Derartige tektonisch entstandene Bahnen verleihen dem Gestein - zusätzlich zu primären Stoffunterschieden (s. unter "K-Feldspat" in diesem Kap.) und solchen, die durch metamorphe Differentiation bedingt sind - eine Lagetextur (vgl. auch 3.7 u. Abb. 25).

Regional betrachtet, steigt die Intensität der mechanischen Deformation des Granodiorits allmählich vom NE-Ende des kartierten Ge-

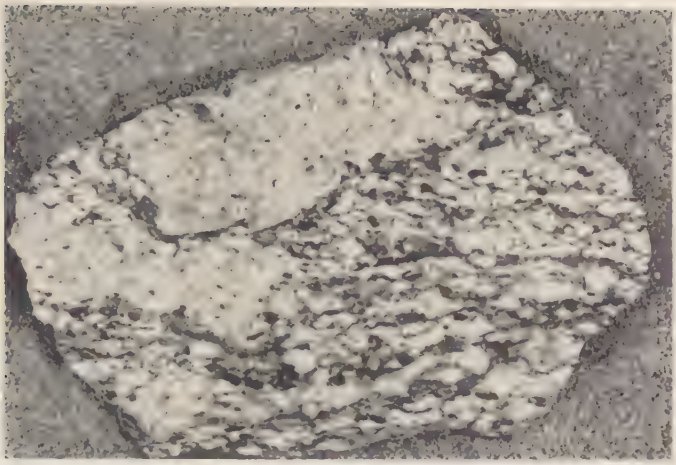


Abb. 150: Hornblendeführender Granodioritblastomylonit mit großen K-Feldspatporphyroklasten; Probe-Nr. 15; Schnitt // bc.- Hornblende ist dunkel, Plagioklas weiß, K-Feldspat hellgrau, Quarz dunkelgrau. Die Mineralkomponenten sind mehr oder weniger in b ausgelängt. In den K-Feldspatporphyroklasten fallen mehrere kleine Hornblendeeinschlüsse auf. Länge des Handstücks 11 cm.

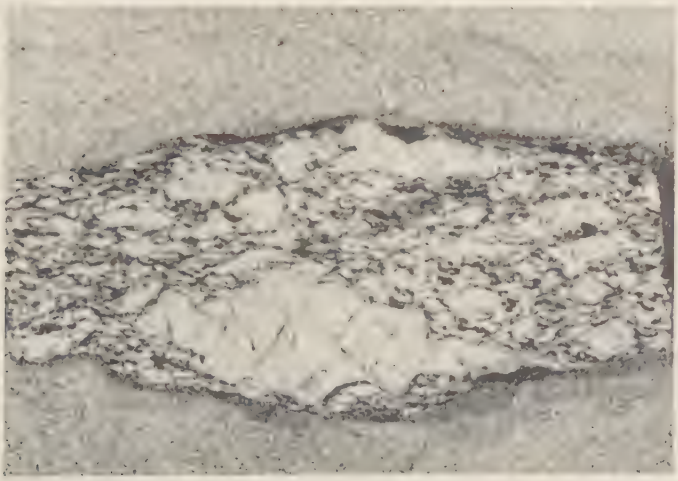


Abb. 151: Hornblende- und biotitführender Granodioritblastomylonit mit großen K-Feldspatporphyroklasten; 1,5 km N Limenari, S Myrtophyton; Schnitt // bc.- Im Vergleich zum Granodioritblastomylonit der Abb. 150 ist das vorliegende Gestein deutlich stärker durchbewegt. Um die größeren K-Feldspat- und Plagioklasporphyroklasten herum schmiegt sich das kleinerkörnige, z.T. umkristallisierte Grundgewebe. Der große K-Feldspatporphyroklast wird von mehreren Okl-Rissen durchsetzt. Länge des Handstücks 17 cm.

bietes nach SW zu, bis etwa zum Dorf Myrtophyton, um dann weiter nach W langsam wieder abzunehmen. Granodioritgesteine aus dem W-Teil des Arbeitsgebietes sind dementsprechend deutlich heftiger durchbewegt als solche aus dem E-Teil.

Granodiorit im Raum um Kara Orman sowie im Gebiet von Loutra Eleftheron wurde von der Tektonik nur schwach erfaßt; Quarz und Biotit rekristallisierten nur zu einem geringen Teil oder gar nicht. Granodioritgesteine dieser Bereiche wurden deswegen in der geologischen Karte mit besonderer Signatur gezeichnet. Die einfache Grenze, die auf der Karte den Granodiorit um Kara Orman und Loutra Eleftheron von dem Granodioritblastomylonit trennt, darf jedoch keineswegs als ein scharfer Schnitt verstanden werden. Vielmehr erfolgt der Übergang fließend. Noch mehrere km südwestlich der Stadt Kavala kann man hie und da mechanisch kaum beanspruchte Granodioritbereiche finden; umgekehrt können ab und zu im Granodiorit um Kara Orman einzelne kräftig mylonitisierte Bahnen angetroffen werden.

Im Bereich südlich der Ebenen von Elaiochorion, Myrtophyton und Pholea nimmt der Deformationsgrad des Granodiorits in Richtung nach dem Meer hin zu; in der Nähe der Küste liegen daher überwiegend stark mylonitisierte Granodioritgesteine vor. Nördlich der Ebene von Myrtophyton wurde der Granodiorit ebenfalls zunehmend durchbewegt, bis er im Gipfelbereich des Symvolon, N Myrtophyton, zu dichten Ultramyloniten zermahlen wurde (Abb. 23,24). Weiter nach N zu nimmt in diesem Bereich die mechanische Deformation des Granodiorits allmählich ab, bleibt jedoch im Vergleich zu anderen Gebieten recht stark.

Granodioritblastomylonit ist in der Regel grob verschiefert (Abb. 11,149,150,151). Eine mäßig gute plattige Teilbarkeit ist für ihn charakteristisch. Die ziemlich unebenen s-Flächen entsprechen flachen Scherflächen in bezug auf B_2. Auf ihnen läßt sich stets eine sehr gut ausgeprägte b-Lineation beobachten (Abb. 7). Demgegenüber zeigt Granodiorit in der Umgegend von Kara Orman einen Kuppelbau mit schaliger Absonderung parallel zur Oberfläche.

Während sich die Mineralkörner und -aggregate in mechanisch schwach oder nicht beanspruchten Granodioriteinheiten zu einem richtungslosen Gefüge zusammenschließen (Abb. 152,153,154), sind sie in tektonisch lebhaft überprägten Bereichen mit ihrer flachsten Seite in s, mit ihrer längsten Achse in b des Gefüges straff eingeregelt (s. 3.11). Zwischen den beiden Extremfällen können alle erdenklichen Übergänge

beobachtet werden. So liegen z.B. K-Feldspatgroßkristalle und Hornblenden in mechanisch mäßig beanspruchten Granodioritbereichen mit ihrer Breitseite statistisch in s, doch schließt ihr längster Durchmesser beliebig große Winkel mit b ein.

Kennzeichnend für mehrere Teilbereiche des Granodioritblastomylonits sind Okl-Bewegungsflächen in bezug auf B_2, an denen die angrenzenden Gesteinspartien mehr oder weniger stark geschleppt wurden (Abb. 11). Auf diesen Flächen erscheint vielfach eine kräftige Striemung, die zwar im Streichen der bc-Ebene, aber quer zum b liegt. Bemerkenswert sind ferner hkO-Scherflächen, die ebenfalls ziemlich häufig beobachtet werden konnten.

Das Gefügebild der Granodioritblastomylonite in ac- und bc-Schnitten ist naturgemäß verschieden: In ac sehen Feldspäte und Hornblenden isometrisch bis schwach ausgelängt oder augenförmig aus, um sie herum schmiegen sich Quarz und Biotit in kurzen, wurmartig gekrümmten Gebilden (Abb. 155,156, 158,159). In bc erscheinen die mechanisch verformten Feldspat- und Hornblendekörner als mehr oder weniger langgestreckte Linsen oder Spindeln, die von dünnen, langaushaltenden Quarz- oder Biotitbahnen umflasert werden (Abb. 11,45,150,151); das Gefüge erscheint daher deutlich parallel texturiert (s. auch Abb. 157). Im großen und ganzen ergibt sich eine lentikular-flaserige bis -spindelige Textur.

Vor allem in stärker verschieferten Gesteinsbereichen kann man immer wieder beobachten, daß K-Feldspatkörner unmittelbar von rekristallisiertem Quarz umflasert werden oder in Quarzbahnen allseitig eingebettet sind. Demgegenüber werden Plagioklase vorzüglich von Biotitschuppen umgeben.

Wegen der Armut an Mafiten (s. Tab. 8-11) sehen Granodioritgesteine hell aus. Schwach durchbewegter Granodiorit aus Kara Orman oder Loutra Eleftheron ist auf frischem Querbruch weiß mit einzelnen dunklen Flecken aus Biotit oder Hornblende. Mit zunehmendem Deformationsgrad erhalten die Gesteine wegen des Vorkommens vieler kleiner Biotitschuppen oder Hornblendebrocken eine immer dunkler werdende Farbe, die sich aber höchstens bis zu einem Mittelgrau steigern kann. s-Flächen sehen hierbei wegen des angereicherten und basisparallel angeordneten Biotits wesentlich dunkler aus als Querschnitte. Mit bloßem Auge lassen sich die einzelnen Biotitschuppen nur schwierig erkennen. Vielfach sind sie als feines, dunkelolivgraues Pigment

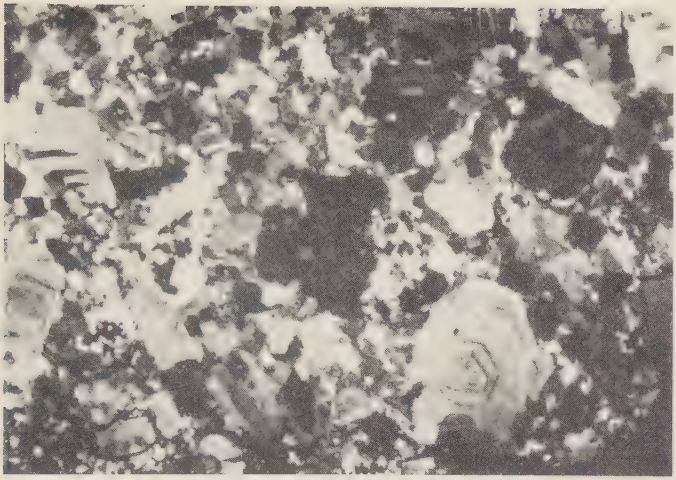


Abb. 152: Mechanisch schwach beanspruchter Granodiorit; Probe-Nr. 30, Dünnschl.-Nr. 3597.- Hypidiomorph körniges Gefüge. Die Plagioklase sind engscharig zonar gebaut. Quarz beschränkt sich auf Nester und Zwickel zwischen den Feldspäten (15,7 x 11,2 mm, Nic. +).

Abb. 153: Mechanisch schwach beanspruchter Granodiorit; Probe-Nr. 33, Dünnschl.-Nr. 3634.- Viele Plagioklase sind nach dem Roc-Tourné-Gesetz verzwillingt. Im rechten unteren Teil des Bildes ist ein zonargebauter K-Feldspat zu sehen (14,6 x 10,4 mm, Nic. +).

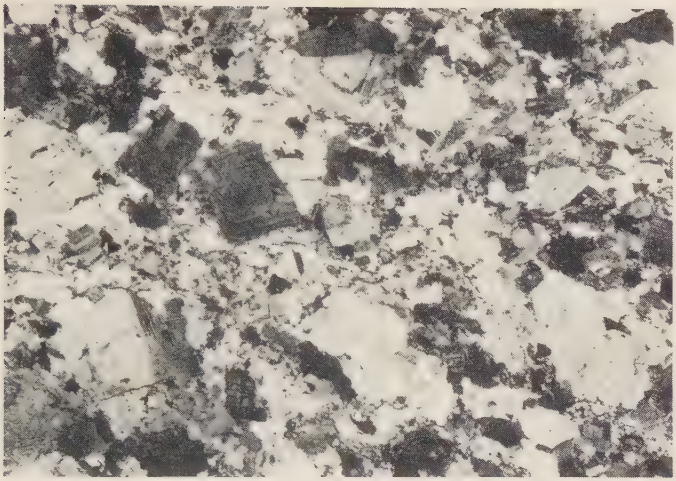


Abb. 154: Mechanisch schwach beanspruchter Granodiorit; Probe-Nr. 32, Dünnschl.-Nr. 5206.- Biotit und Quarz sind zum Teil rekristallisiert. Letzterer beginnt kurze Bahnen um die Feldspäte zu bilden (15,0 x 10,7 mm, Nic. +).

Abb. 155: Granodioritblastomylonit, klein- bis mittelkörnig; Probe-Nr. 25b, Dünnschl.-Nr. 5197b; Schnitt // ac.- Rekristallisierter Quarz schmiegt sich in kurzen Bahnen um die Feldspatporphyroklasten herum, die überwiegend isometrisch erscheinen. Die Textur ist lentikular spindelig (13,5 x 9,6 mm, Nic. +).

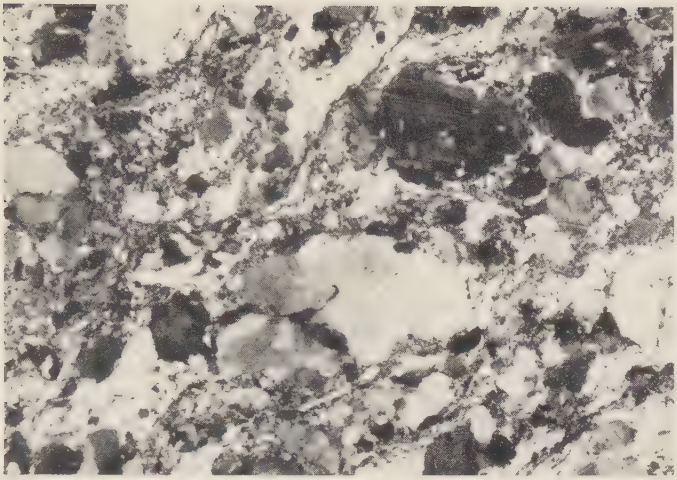


Abb. 156: Granodioritblastomylonit, grobkörnig; Probe-Nr. 8, Dünnschl.-Nr. 4197; Schnitt // ac.- Gefüge wie bei Abb. 155, jedoch wesentlich ungleicherkörnig, serial porphyrisch. Die Plagioklase zeigen deutliche Entkalkungsmerkmale (14,0 x 10,0 mm, Nic. +).

Abb. 157: Granodioritblastomylonit, mittelkörnig; Probe-Nr. 13, Dünnschl.-Nr. 3637; Schnitt // hk0.- Wegen der schrägen Schnittlage zum b des Gefüges erscheinen die Feldspäte im gut ausgeprägten s ausgelängt (10,8 x 7,7 mm, Nic. +).

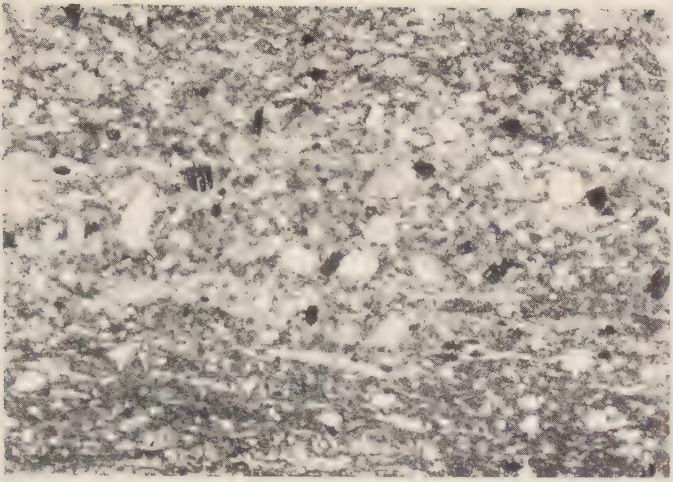


Abb. 158: Granodicritblastomylonit; Probe-Nr. 166, Dünnschl.-Nr. 3649; Schnitt // ac.- Einzelne porphyroklastische Mineralrelikte schwimmen in einer feinkörnigen Grundmasse. Biotit und Quarz sind rekristallisiert und haben sich in sehr dünnen, s-parallelen Zeilen angereichert. Die Probe entspricht einer heftig durchbewegten Lage in mechanisch nur schwach beanspruchtem Granodicrit (9,4 x 6,7 mm, Nic. +).

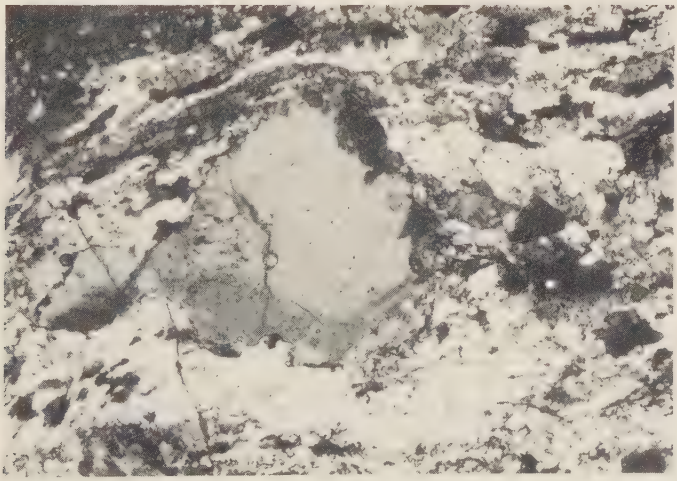


Abb. 159: Granodioritblastomylonit; Probe-Nr. 8, Dünnschl.-Nr. 4197; Schnitt // ac.- Mechanisch gerundeter K-Feldspat wird von geregeltem rekristallisiertem Quarz umflossen. Am Rand des K-Feldspatkorns hat sich hie und da feinkörniger Plagioklas II gebildet. Dieser ist also jünger als die mechanische Deformation des K-Feldspats (2,0 x 1,4 mm, Nic. +).

auf s ausgeschmiert, zusammenhängende Häute bilden sich jedoch nicht. Mitten in den feinschuppigen Biotitaggregaten erscheinen manchmal einzelne größere (bis 3 mm Durchmesser), gegen das Licht aufblitzende Biotitblätter, die anscheinend primären, nichtrekristallisierten Biotiten entsprechen.

Sehr verbreitet sind in Granodioritgesteinen klein- bis mittelkörnige Aplitgängchen, die keine scharfen Salbänder zeigen. Die Mächtigkeit (mm- bis cm-Bereich) dieser allgemein s-parallel verlaufenden Gängchen bleibt nicht konstant.

Erwähnenswert sind ferner hie und da auftretende, bis zu 1 cm Durchmesser große Drusen, die kleine, senkrecht zur Drusenwand gewachsene Quarz-, seltener Albitkristalle führen.

Granodiorit ist zu einem erheblichen Teil angewittert. Seine Farbe ist dann wegen freigesetzter Fe-Hydroxide hellgelb bis -rot. Besonders stark kaolinisiert wird gewöhnlich der Granodiorit unmittelbar am Kontakt zum kristallinen Kalk. Ausgedehnte verwitterte bis völlig vergruste Gesteinsbereiche treten indes fast ausschließlich in der W-Hälfte des Arbeitsgebietes auf. Wird Granodiorit von der Brandungsspritze angegriffen, so zeigt er eine charakteristische Lochverwitterung.

5.2.4 Die Minerale

Quarz. Quarznester sind in mechanisch nur schwach beanspruchten Gesteinsbereichen homogen zwischen den übrigen Komponenten verteilt; sie erreichen manchmal bis zu 0,7 cm große Durchmesser. In ac-Schnitten der Granodioritblastomylonite haben die schwach ausgelängten Quarzaggregate bis zu 1, seltener 2 mm Länge.

Quarz verheilt sehr häufig Querrisse, mitunter auch anders orientierte Sprünge der K-Feldspäte, in geringerem Maße der Plagioklase. Hierbei ist er meist mit dem äußeren, straff geregelten Bahnquarz optisch gleich orientiert. Demgegenüber ist Quarz in quarzdurchlöcherten Plagioklasen in der Regel verschieden orientiert als der externe Quarz; er gehört anscheinend einer anderen Generation an.- Vgl. auch 3.11.1 und 4.1.

Plagioklas. Das Plagioklasteilgefüge ist wechselkörnig, oft auch serial porphyrisch. Es gibt einen deutlichen Zusammenhang zwischen der Größe der primären Plagioklaskörner und derjenigen der K-Feld-

spatgroßkristalle in den einzelnen Teilen des Kavala/Symvolon-Granodiorits: In mechanisch schwach beanspruchtem Granodiorit mit bis zu 1 cm langen K-Feldspäten haben die meisten Plagioklase L(//(010)) = 400-900 µ (max. um 2 mm), B(⊥(010)) = 350-700 µ (max. um 1,5 mm), L/B = 6/7-3/2. In nicht allzu stark durchbewegtem Granodiorit mit über 3 cm langen K-Feldspäten zeigen die Plagioklase L(//(010)) = 0,75-2 mm (max. 8,5 mm), B(⊥(010)) = 0,45-1,2 mm (max. rd. 3,5 mm), L/B = 1/1-3/2.

In Granodioritblastomyloniten nimmt die Größe der Plagioklase in der Regel mit zunehmender mechanischer Verformung ab. Es ist meist L/B = 5/4-3/2 in ac, L/B = 4/3-2/1 in bc (L und B entsprechen hier dem größten und kleinsten Durchmesser der mechanisch verformten Körner).

Plagioklaskörner treten in heftig durchbewegten Gesteinsbereichen einzeln als Porphyroklasten auf; aneinanderliegende Plagioklase sind kaum anzutreffen.

Plagioklaseinschlüsse in K-Feldspat bleiben bei der mechanischen Deformation des Gesteins meist unversehrt, doch werden sie vom K-Feldspat korrodiert, so daß sie randlich abgerundet oder tief eingebuchtet sein können; ihre (010)-Fläche liegt in vielen Fällen parallel zur Oberfläche der K-Feldspatwirte (Abb. 164). Solche Internplagioklase unterscheiden sich von den Plagioklasen des Externgefüges eigentlich nur aufgrund der kleineren Größe, der - trotz Korrosionsmerkmale - allgemein besseren Idiomorphie sowie der stärkeren Füllung durch kleine Muscovitblätter; in bezug auf An-Gehalt, Zonarbau oder sukundären Ca-Verlust gibt es grundsätzlich keine Unterschiede.

Zonargebaute Plagioklase können vor allem im schwach entkalkten Gebiet um Kavala beobachtet werden (Abb. 47,152,153,154,155). Es haben sich meistens 4-6, mitunter jedoch bis über 40 wechselnd starke Schalen um einen idiomorphen, verschieden großen Kern entwickelt. In breiteren Zonen nimmt der An-Gehalt ganz allmählich vom inneren zum äußeren Rand hin ab; doch nicht selten erweist sich eine Schale bei vorsichtigem Beobachten als zusammengesetzt aus zahlreichen sehr dünnen Zonen, die sich im An-Gehalt nur geringfügig unterscheiden. Der Kern besitzt fast immer den höchsten An-Gehalt, nur selten zeigt eine der innersten Zonen einen noch höheren An-Gehalt. Der Kornrand weist hingegen in der Regel den niedrigsten An-Gehalt auf. Bei den Zwischenzonen sind Rekurrenzen sehr häufig (oszillierender Zonarbau).

Sind die Plagioklase nicht entkalkt worden, so erscheinen die einzelnen Hüllen scharf voneinander abgesetzt; bei starken An-Gehaltsunterschieden ist zuweilen auch noch die BECKEsche Linie erkennbar. Plagioklase mit allmählicher Abnahme des An-Gehaltes vom Zentrum zum Rand hin kommen des öfteren vor, doch handelt es sich hierbei zumeist nicht um einen normalen Zonarbau, sondern um einen sekundären Ca-Verlust, der namentlich am Rand der Körner am stärksten auftritt.

An-Gehalte (in Mol.-%) einiger zonargebauter Plagioklase:

Kern	Zonen	Rand
39	1. 37, 2. 43, 3. 34	25
35	1. 32, 2. 37 kontinuierlich abnehmend bis auf	21
26	1. 31, 2. 26, 3. 31, 4. 26, 5. 31, 6. 25, 7. 30	22
41	1. 31, 2. 34, 3. 30, 4. 35, 5. 32, 6. 33, 7. 30 8. 32, 9. 30, 10. 31, 11. 28, 12. 31, 13. 29, 14. 39, 15. 32, 16. 36, 17. 32, 18. 36, 19. 29, 20. 31, 21. 29, 22. 25, 23. 29, 24. 22	17
41	1. 38, 2. 30 allmählich abnehmend bis auf	27
37	1. 23, 2. 21, 3. 20, 4. 16	20

Die Variationsbreite des An-Gehalts eines einzigen zonargebauten Plagioklaskorns entspricht mitunter derjenigen der gesamten Plagioklaspopulation derselben Probe.

Protoklastisch auseinandergebrochene Plagioklasteile werden oft durch jüngere, chemisch anders zusammengesetzte Plagioklassubstanz gekittet. Derart ausgeheilte Plagioklase werden manchmal von gemeinsamen Außenzonen umhüllt.

Hie und da werden in größeren Plagioklaskörnern kleine, anders verzwillingte, An-reichere Plagioklaseinschlüsse angetroffen, die nicht als Kerne eines Zonarbaues angesehen werden können.

Der An-Gehalt der Plagioklase liegt meist zwischen 20 und 35 Mol-% mit arithmetischem Mittel bei 27 Mol.-% (Abb. 160). Da die Plagioklase sekundär mehr oder weniger Ca verloren haben, sind sie ursprünglich allem Anschein nach zum größten Teil als Andesine kristallisiert. Im einzelnen habe ich nachstehende An-Gehalte (in Mol.-%) ermittelt:

Pr.-Nr.	An-Gehalt	Pr.-Nr.	An-Gehalt	Pr.-Nr.	An-Gehalt
1	16 (13-21)	8	26 (22-31)	15	25 (15-43)
110	30 (22-39)	9	25 (20-29)	17	34 (24-52)
3	20 (17-25)	10	26 (20-32)	18	32 (23-52)
4	24 (18-33)	11	28 (19-45)	20	36 (27-53)
5	23 (20-24)	12	24 (16-29)	21	29 (23-43)
7	29 (24-38)	13	31 (26-41)	23	29 (20-45)

Pr.-Nr.	An-Gehalt	Pr.-Nr.	An-Gehalt	Pr.-Nr.	An-Gehalt
24	28 (18-40)	28	25 (15-34)	33	27 (16-43)
25b	27 (19-35)	29	29 (20-52)	141a	29 (23-47)
27	27 (17-41)	31	27 (18-37)	152	24 (17-29)
				166	26 (20-30)

Relatives Alter. Primärer Plagioklas ist eine der ältesten Komponenten des Gesteins. Außer Zirkon und Apatit, die sehr häufig in Plagioklas eingebettet sind (vgl. 4.2.8), kommen in Plagioklas sporadisch auch noch Monazit- und Orthiteinschlüsse vor. Doch erweist sich Orthit wiederholt als eine jüngere Phase gegenüber Plagioklas. Alle übrigen Minerale des Gesteins wurden nach primärem Plagioklas gebildet. Besonders auffallend sind Plagioklaseinschlüsse in K-Feldspat (s. unter "K-Feldspat" in diesem Kap.) sowie z.T. breite Dehnungsrisse (in bezug auf B_2) der Plagioklase, die durch K-Feldspat, Quarz, Biotit oder Epidot aufgefüllt sind (Abb. 45). Die Kristallisationszeit der primären Plagioklase war nicht sehr kurz: Sprünge der Plagioklaskörner wurden oftmals durch einen zumeist An-ärmeren, unverzwillingten Plagioklas verheilt, größere Kristalle sind zonar gebaut.- Bezüglich Plagioklas II siehe 4.2.

K-Feldspat ist gewöhnlich weiß bis blaßgrau. Rosaweiß bis blaßrot gefärbte Kristalle kommen äußerst selten vor, wie beispielsweise an der Küste SE Nea Iraklitsa, am Vorberg Vrassida und bei Loutra Eleftheron.

$2V_X$ variiert zwischen 46 und 90° mit einem nicht allzu scharfen Maximum im Bereich 75-80° (s. Histogramm der Abb. 161). Im einzelnen wurden folgende $2V_X$-Werte ermittelt:

Probe-Nr.	$2V_X$	Probe-Nr.	$2V_X$
1	61° (56-67°)	17	69° (53-81°)
3	61° (58-64°)	18	71° (52-83°)
4	82° (76-86°)	20	69° (58-76°)
5	73° (62-86°)	21	70° (46-88°)
6	72° (49-87°)	23	66° (50-81°)
7	82° (75-90°)	24	74° (54-84°)
8	77° (60-90°)	25b	76° (59-89°)
9	79° (68-85°)	27	73° (58-82°)
10	70° (64-81°)	28	76° (65-89°)
11	76° (59-88°)	29	77° (64-84°)
12	72° (54-80°)	31	70° (53-84°)
13	74° (61-89°)	33	73° (65-84°)
14	60° (54-69°)	141a	70° (54-84°)
15	69° (54-83°)		

In bezug auf den Al/Si-Ordnungszustand entspricht K-Feldspat aufgrund seiner optischen Eigenschaften (s. 4.3) verschiedenen Stu-

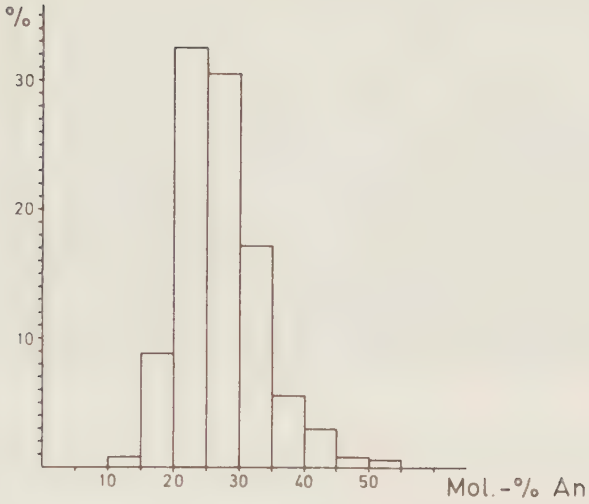


Abb. 160: Häufigkeitsverteilung der An-Gehalte der Plagioklase im Granodiorit und Granodioritblastomylonit (28 Dünnschliffe).

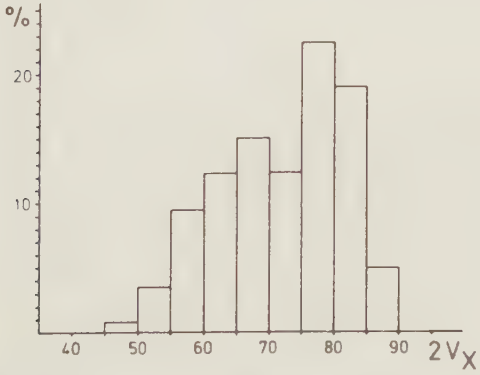


Abb. 161: Häufigkeitsverteilung der Achsenwinkel der K-Feldspäte im Granodiorit und Granodioritblastomylonit (27 Dünnschliffe).

fen der kontinuierlichen Reihe Orthoklas-Maximummikroklin, wobei der größte Teil des K-Feldspatbestandes als ein weitgehend geordneter Mikroklin vorliegt.

Die Größe der K-Feldspatkörner kann sich mit allen Übergängen vom μ- bis zum dm-Bereich erstrecken. Allgemein sind Grundmasse-K-Feldspäte wesentlich kleiner als Plagioklaskörner.

In Gesteinsbereichen mit über 3 cm langen K-Feldspäten (s. geologische Karten) schwankt die maximale Länge der K-Feldspatkörner gewöhnlich um 5 cm, hie und da um 10 cm. Noch größere K-Feldspäte kommen im Vorberg der Stadt Kavala (bis 20 cm Länge) und insbesondere südlich der Ebenen von Elaiochorion, Myrtophyton und Pholea vor. Die allergrößten K-Feldspateinsprenglinge sind mir im Tal W Chondrovouni begegnet, wo sie eine Länge bis zu 40 cm und eine Breite bis über 10 cm erreichen können (Abb. 162,163).

Riesenkörnige K-Feldspäte treten vorwiegend in der Nähe der kristallinen Hüllgesteine auf, d.h. in Randpartien des Granodiorits. Mit wachsendem Abstand von der Hülle werden die K-Feldspatgroßkristalle spärlicher, ihre Länge nimmt allmählich ab, bis sie maximal nur noch wenige mm beträgt. Dennoch sind Ausnahmen vorhanden, wie z.B. im Bereich zwischen Grammeni Petra und Poros, wo unmittelbar südlich des kristallinen Kalkes Granodioritblastomylonit ohne große K-Feldspäte hervortritt. Der umgekehrte Fall, d.h. Vorhandensein von K-Feldspatgroßkristallen in zentralen Bereichen des Massivs, ist nie verwirklicht.

EMMERMANN (1968) stellte am Albtalgranit, Südschwarzwald fest, daß die meisten K-Feldspatgroßkristalle (1-10 cm) am Rand des Massivs angereichert sind. Nach EMMERMANN durchsetzten vermutlich postmagmatische K-haltige Lösungen den Granit und fanden in den feinkörnigen Hüllgesteinen eine natürliche Grenze, so daß ein Konzentrationsstau von großen K-Feldspäten am Gesteinsrahmen zustande kam. Nach MEHNERT (1960, S. 125) ist "die Verteilung im Pluton (Malsburger Granit, Südschwarzwald) so, daß K im Prinzip am Plutonrand, Na im Plutonkern angereichert ist".

Im Granodiorit von Kavala-Gebiet-Symvolon-Gebirge habe ich keinen Zusammenhang zwischen Korngröße und Anteil des K-Feldspats finden können (vgl. Tab. 8-11). Im Aufschlußbereich läßt sich wiederholt erkennen, daß K-Feldspat in bezug sowohl auf Größe wie Menge recht heterogen verteilt ist: s-parallel wechseln verschieden starke K-Feldspatgroßkristalle-führende Lagen mit solchen ohne große K-Feldspäte oder dunklere biotitreichere mit helleren K-Feldspat-rei-

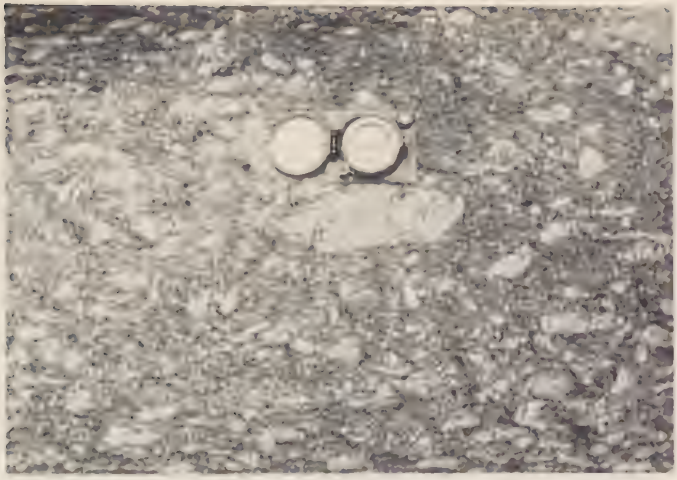


Abb. 162: Granodioritblastomylonit mit riesenkörnigen K-Feldspatporphyroklasten. Derjenige in der Bildmitte ist rd. 26 cm lang und bis 11 cm breit.- 1 km SW vom Gipfel 347 (Chondrovouni), S Myrtophyton.

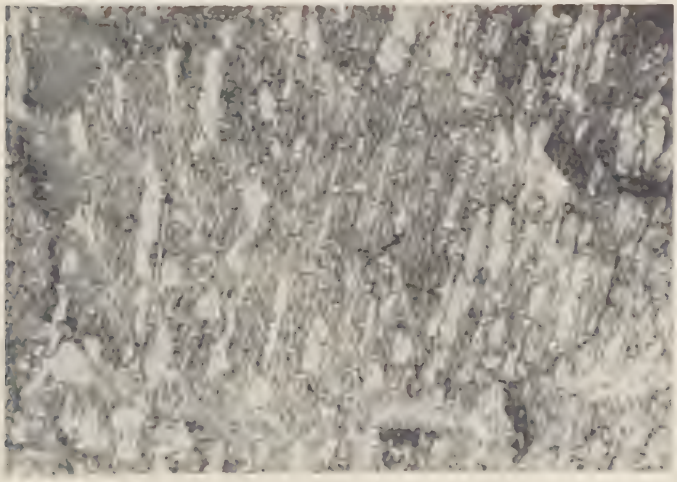


Abb. 163: Granodioritblastomylonit mit riesenkörnigen K-Feldspatporphyroklasten. Diese sind mit ihrem längsten Durchmesser in b des Gefüges eingeregelt.- 1 km SW vom Gipfel 347 (Chondrovouni), S Myrtophyton.

cheren Lagen (vgl. Modalanalysen Nr. 82,83 in Tab. 9 sowie Nr. 106,107 in Tab. 11), ohne daß zunehmende K-Feldspatgehalte mit wesentlich wachsenden Korngrößen einhergehen (Abb. 149). Die Lagen gehen ganz allmählich ineinander über, ihre Mächtigkeit (dm- bis m-Bereich) bleibt nicht konstant. Des öfteren erfolgt der Übergang dunklerer, mafitreicherer Lagen in hellere K-Feldspat-reichere schlierenartig (vgl. auch 3.7).

Bemerkenswert ist in diesem Zusammenhang die Tatsache, daß hornblendeführende Granodioritgesteine fast immer riesenkörnige K-Feldspäte enthalten, wogegen die überwiegend im Inneren des Massivs liegenden hornblendefreien Gesteinspartien entweder nur wenige oder gar keine K-Feldspatgroßkristalle haben (vgl. Modalanalysen Nr. 66-113 in Tab. 8-11). Niedrigere Temperaturen und Drücke, begleitet von höheren Mengen an katalytisch wirkenden leichtflüchtigen Bestandteilen, wie sie für die Randzonen des Granodiorits anzunehmen sind, fördern anscheinend das Wachstum riesiger K-Feldspatkristalle, nicht jedoch den Übergang der Hornblende in Biotit.

In größeren K-Feldspatkörnern finden sich häufig vollidiomorphe bis stark korrodierte Plagioklaseinschlüsse, die mit (010) parallel zum mittleren Verlauf der eingebuchteten Oberfläche ihrer Wirte ausgerichtet sind (Abb. 164). Bei hornblendeführenden Granodioritgesteinen hat K-Feldspat auch noch Hornblenden eingeschlossen. Diese sind, wie man schon mit bloßem Auge feststellen kann, zonar angeordnet und liegen mit (100) subparallel zur mittleren Richtung der K-Feldspatgrenzfläche. Gewöhnlich mit ihrer breitesten Fläche parallel zum Rand der K-Feldspatwirte sind außerdem die allerdings seltenen Biotit-, Titanit- und Orthiteinschlüsse eingeregelt. Offenbar haben sich alle diese nach der Korngestalt (SANDER 1930) in K-Feldspat eingeregelten Kristalle bei ihrem Einschließen infolge der Adhäsionskräfte gedreht, um sich mit ihrer breitesten Seite an eine Wachstumsfläche des K-Feldspats anzulegen (vgl. FRASL 1954). Obwohl eine Korngefügeanalyse nicht vorgenommen wurde, scheint es doch keine Regel nach dem Kornbau (SANDER 1930) vorzuliegen, wie sie MAUCHER (1943, S. 86ff.) bei Plagioklaseinschlüssen in Sanidin nachweisen konnte.

Die derart in K-Feldspat eingeschlossenen Minerale, die in vielen Fällen einen Zonarbau erkennen lassen, zeigen, daß das K-Feldspatwachstum in einem ziemlich beweglichen Milieu erfolgte (vgl. EXNER 1951, S. 362). Nach FRASL (1954) können K-Feldspäte mit an

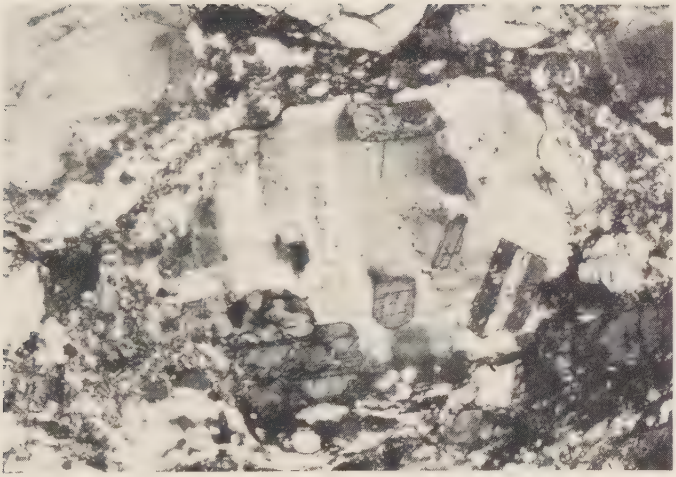


Abb. 164: Granodioritblastomylonit; Probe-Nr. 23, Dünnschl.-Nr. 4223.- Quarz-, Biotit- und rohidiomorphe Plagioklaseinschlüsse liegen mit ihrer breitesten Fläche parallel zum Rand eines mikroklinisierten K-Feldspats (2,6 x 1,9 mm, Nic. +).

ihren Anwachsflächen nach der Korngestalt angelagerten Plagioklaseinschlüssen nur in einem "Schmelzfluß" gewachsen sein. Wichtig ist hierbei die Größe der Einschlußplagioklase, die erkennen läßt, wie groß das Mindestausmaß der schmelzflüssigen Phase im Gestein rund um das wachsende K-Feldspatkorn war. Im vorliegenden Granodiorit können K-Feldspatgroßkristalle bis ± 1 cm große, nach der Korngestalt eingeregelte Einschlüsse führen. Doch beträgt die maximale Größe derartiger Einschlüsse meist nur einige Zehntel-mm.

Außer den oben erwähnten Einschlüssen fallen in größeren K-Feldspäten auch noch kleine (max. ca. 300 μ ⌀), vorwiegend rundliche bis sechsseitige, zueinander optisch verschieden orientierte Quarze auf, die bisweilen in Gürtel parallel zum Kornrand angeordnet sind. Derartige quarzbesetzte Gürtel zeigen anscheinend frühere Oberflächen der K-Feldspäte an.

Abgesehen von zonar angeordneten Einschlüssen, deuten selten nur noch wenige Eigenschaften der K-Feldspäte, wie etwa Auslöschungsschiefe oder mikroklingegitterte Bereiche, auf einen Zonarbau hin (Abb. 153). Der Grund hierfür liegt offenbar in den starken und lang wirksam gewesenen metamorphen Prozessen, welche die K-Feldspäte chemisch weitgehend gereinigt haben (vgl. FRASL 1954 sowie 4.3 dieser Schrift).

In mehreren Granodioritproben enthalten größere K-Feldspäte zwar viele Plagioklas- und andersartige Einschlüsse, diese können jedoch statistisch nicht als eingeregelt angesehen werden. Nach FRASL (1954, S. 108) sprechen ungeregelte Einschlüsse für ziemliche Turbulenz der Schmelze zur Zeit der K-Feldspatkristallisation, wogegen sich Plagioklaseinschlüsse unter optimaler Ruhe hauptsächlich achsenparallel zum K-Feldspatwirt anlegen (Regel nach dem Kornbau). Als wahrscheinlicher erscheint mir für den Granodiorit des Arbeitsgebietes, daß die Schmelze, aus der K-Feldspäte mit ungeregelten Einschlüssen kristallisierten, nicht mobil genug war, um diese gittergerecht im K-Feldspat einregeln zu lassen. Zur Zeit der Kristallisation des K-Feldspats, der sich als eine der letzten Phasen aus dem Magma ausschied, lagen die verschiedenen Mineralkörner noch großenteils ungeregelt in bezug auf B_2 vor.

Plagioklas-, Hornblende-, Titanit- sowie Orthiteinschlüsse in K-Feldspat werden mitunter durch eine dünne Quarzschicht umhüllt. Quarz sendet hierbei kurze, eckige Fortsätze in Spaltrisse des umge-

benden K-Feldspats, ist also jünger als dieser. Vermutlich wurde SiO_2-haltige Lösung in den Raum eingesaugt, der sich während der Abkühlung infolge verschiedener Ausdehnungskoeffizienten zwischen Einschlüssen und K-Feldspatwirt öffnete.

Relatives Alter. Eingeschlossen in K-Feldspat finden sich häufig neben den bereits oben erwähnten Kornarten auch noch Zirkon und Apatit, seltener Monazit. Da die Einschlüsse von der mechanischen Deformation weitgehend verschont wurden, zeigen sie in der Regel eine gute Idiomorphie.

Die Hauptmenge des K-Feldspats bildete sich nach Hornblende und vor primärem Quarz oder Altbiotit (vgl. auch unter "Biotit" und "Hornblende" in diesem Kap.).

Vielfach zeichnet K-Feldspat die Grenzen älterer Mineralphasen nach oder dringt entlang Sprüngen, Zwillingsflächen und Spaltrissen ins Innere der Körner hinein. Plagioklas wird hierbei von K-Feldspat verdrängt. Charakteristisch sind Quersprünge der Plagioklase, Hornblenden und K-Feldspäte, bisweilen auch größere Risse des Gesteins, die durch jüngeren K-Feldspat verheilt sind. Diese Sprünge und Risse gehören zum System der B_2-Faltenachse, um die die Hauptdeformation des Gesteins vor sich ging (vgl. 3.2). Da der verheilende K-Feldspat in den genannten Sprüngen und Rissen mehr oder weniger von der gleichen Tektonik erfaßt wurde, ist K-Feldspat offenbar syntektonisch kristallisiert. Für die syntektonische Kristallisation des K-Feldspats spricht auch wohl die zumeist ausgezeichnete Regelung der Riesen-K-Feldspäte (kristallographische a-Achse in b des Gefüges), die durch Rotation in einem völlig festen Medium nur schwer vorstellbar wäre, zumal die eingeregelten K-Feldspatriesenkristalle nicht immer besonders stark zerschert worden sind. Indessen ist der Höhepunkt der mechanischen Deformation wesentlich später als die Hauptphase der K-Feldspatkristallisation erreicht worden, ohne daß es einen deutlichen Hiatus zwischen Kristallisation und Deformation gibt (vgl. Tab. 12).

Rekristallisierter Biotit, unter Streß gebildeter Quarz sowie alle deuterisch oder diaphthoritisch entstandenen Mineralphasen, wie Plagioklas II, Epidot, Magnetit, Muscovit, zeigen gegenüber K-Feldspat nahezu stets eindeutige Anzeichen jüngerer Minerale.

Biotit. Die lappigen Altbiotite (Meroxene) schwanken sowohl in der Größe als auch im Habitus, selbst innerhalb eines einzigen Dünnschliffs, erheblich. Häufiger vertreten sind Scheiter mit

L(//(001)) = 100-400 μ (max. um 3,0 mm), B(⊥(001)) = 70-250 μ (max. um 1,5 mm), L/B = 1/1-3/1 (1/3-7/1). Noch stärker wechselkörnig ist rekristallisierter Biotit (Lepidomelan). Man kann in fast jedem Dünnschliff praktisch alle möglichen Längen von einigen μ bis zu den jeweils größten Scheitern von überwiegend 150-300 μ beobachten, wobei aber Längen über 80 μ selten sind. Das Längen-Breiten-Verhältnis ist meist 2/1-3/1 in ac, 3/1-4/1 in bc und damit deutlich größer als die entsprechenden Indices der Altbiotite (vgl. 4.4.1).

Relatives Alter. Altbiotit ist stets jünger als primärer Plagioklas: Biotitscheiter werden bei ihrem Wachstum durch die bereits vorhandenen Plagioklaskörner behindert, so daß sie allotriomorphe, amöbenartige Gestalten entwickeln. Fortsätze der Biotitschuppen dringen verschieden weit zwischen angrenzende Plagioklaskörner oder in ihre Spaltrisse, Zwillingsflächen und Sprünge ein, wobei einzelne Plagioklasteile von Biotit umzingelt werden oder in diesem als Einschlüsse zurückbleiben.

Ähnlich verhält sich primärer Biotit in seiner Hauptmenge gegenüber K-Feldspat, doch kommen vereinzelt Biotitblättchen vor, die in K-Feldspat eingeschlossen sind. Älter als Biotit ist Hornblende, die mehrfach als Ausgangsmaterial zum Bau des Biotits diente.

Im großen und ganzen altersgleich mit Altbiotit ist primärer Quarz. Denn in ein und demselben Dünnschliff können nebeneinander Biotite erscheinen, die bei ihrem Wachstum durch Quarz gehindert wurden, sowie Biotitschuppen, deren randliche, z.T. abgebrochene Partien in primären Quarz eingebettet sind. Hie und da kommt außerdem keilartig in Spaltrisse des Biotits eingedrungener Altquarz vor, der die Biotitblätter derart verstellt hat, daß sie nicht mehr einheitlich auslöschen.

An Einschlüssen kann Altbiotit neben den erwähnten Mineralarten auch noch Zirkon, Apatit, Monazit, Orthit und Titanit führen.

Altbiotit erweist sich mithin - entgegen der mehrfach in der Literatur vertretenen Ansicht - als eine junge Phase, jünger als die meisten seiner primär-magmatischen Gefügepartner (vgl. RIMSAITE 1964, MÜLLER 1966).

Rekristallisierter Biotit ist älter als die meisten deuterisch oder retrograd-metamorph neugebildeten bzw. rekristallisierten Kornarten, wie etwa rekristallisierter Quarz, Epidot, Magnetit. Die Biotitrekristallisation erfolgte syndeformativ in bezug auf die B_2-

Tektonik, anscheinend jedoch nach deren Hauptphase (vgl. Tab. 12). Die neuentstandenen Biotitscheiter sind nur schwach mechanisch überformt worden, sie schmiegen sich in polygonalen Bögen um tektonisch teilweise stark beanspruchte Feldspäte herum. Als Einschlüsse in rekristallisiertem Biotit können nahezu alle Kornarten angetroffen werden, die auch in Altbiotit vorkommen, doch ist rekristallisierter Biotit weitgehend einschlußfrei.

Bemerkenswert ist ein noch jüngerer Biotit, der vereinzelt auf durchbewegte und umkristallisierte Gesteinsbereiche durchsetzenden Klüften sitzt. Sein Aufkommen weist auf Stoffmobilisierungen auch nach der Hauptphase der Biotit- und Quarzrekristallisation hin. Es ist wahrscheinlich, daß zwischen Kristallisation und Rekristallisation des Biotits kein wesentlicher Hiatus besteht. Die scharfe mechanische Deformation des Gesteins, die zur Rekristallisation bereits ausgeschiedener Biotite führte, hätte sich demnach vor dem Abschluß der Biotitkristallisation ereignet.

Muscovit. Zumeist handelt es sich um feinschuppigen Sericit, der vornehmlich auf Spaltrissen oder Zwillingsflächen, ab und zu auch auf feinen Sprüngen der Plagioklase sitzt. In Proben mit stark sericitisierten Plagioklasen können wesentlich größere Muscovitschuppen beobachtet werden, die offenbar infolge Sammelkristallisation zustande gekommen sind (Probe Nr. 4). Derartige Schuppen sind oft fächerförmig angeordnet. In viel geringerem Maß wurde Sericit in K-Feldspat angetroffen.

Zum Teil geht Muscovit aus Biotit hervor, wie dies neben den üppig am Rand und auf Spaltrissen der Scheiter auftretenden Hämatit- und Anataskörnchen auch noch wechsellagernde, verblaßte Biotitschichten oder reliktische -kerne in den Muscovitblätterpaketen zeigen. Bisweilen ist Muscovit mit Chlorit vergesellschaftet, der ebenfalls aus Biotit hervorgegangen ist.

Da größere, aus Feldspat entstandene Muscovite oftmals deutliche Anzeichen einer mechanischen Deformation um B_2 aufweisen, sind sie offenbar spätdeformativ in bezug auf die B_2-Tektonik kristallisiert (vgl. Tab. 12).

Sowohl beim aus Feldspat wie beim aus Biotit hervorgegangenen Muscovit ist überwiegend $\Delta = 0{,}033-0{,}036$.

Chlorit ist meist mit Biotit verwachsen, aus dem er sekundär unter dem Einfluß hydrothermaler Lösungen entstanden ist.

Hornblende ist nicht gleichmäßig über das Gestein verteilt: Granodiorit oder Granodioritblastomylonit ohne große K-Feldspäte führt nur sporadisch bedeutungslose Beträge an Hornblende. In Granodioritblastomylonit mit bis 3 cm langen K-Feldspatporphyroklasten kommt Hornblende in kleinen Mengen oder Spuren nur im Raum W Myrtophyton vor, in der Umgegend von Loutra Eleftheron verschwindet sie jedoch gänzlich. In Granodioritgesteinen mit über 3 cm langen K-Feldspatporphyroklasten nimmt Hornblende im Gebiet W Agios Andreas als Neben-, zuweilen auch als mitbestimmender Hauptgemengteil am Aufbau des Gesteins teil, wogegen sie E Agios Andreas nur noch untergeordnet hie und da erscheint. Allgemein nimmt der Betrag an Hornblende in dieser Spielart des Gesteins sukzessive in Richtung nach W zu (vgl. auch unter "K-Feldspat" in diesem Kap.).

Form. Hornblendekristalle wurden bei ihrem Wachstum von älteren Mineralen ziemlich stark behindert, wiederholt haben sie sich auch gegenseitig gehemmt. Während der mechanischen Deformation des Gesteins wurden sie zudem mehr oder weniger verformt. Sie sind daher zum größter Teil deutlich allotriomorph. Allein Schnitte der [001]-Zone sehen manchmal eigengestaltig aus. Die beste Idiomorphie überhaupt zeigen Hornblendeeinschlüsse in K-Feldspatgroßkristallen, da sie von der mechanischen Deformation verschont wurden.

Korngröße. Hornblende ist nicht zuletzt wegen der Kataklase stark wechselkörnig. Größte Körner haben meist folgende Dimensionen: L(//c) = 8-12 mm, B_1(//b) = 3-4 mm, B_2(//a) = 1-2 mm.

Farbe. Zum größten Teil sind die vorliegenden Horblenden außergewöhnlich stark pleochroitisch. Meistens treten folgende Farben auf:

Z tief- bis dunkelblaugrün (25/D-F/7,8)
Y dunkel- bis sehr dunkelgrün oder -gelbgrün (28,29/F,G/7,8)
X schwach graugrün oder graugelb (30,1/C/4)

Hie und da kommen Hornblenden vor, die zum Teil oder gänzlich verwaschen, d.h., wesentlich heller bis völlig farblos sind. Es ist dann:

Z farblos bis schwach blaugrün (25/B,C/4,5)
Y farblos bis hellgrün oder -gelbgrün (28,29/B,C/4)
X farblos bis blaßgelbgrün, -grüngelb (30,1/A,B/2)

Diese aktinolithischen Körner oder Kornteile, die häufig faserig ausgebildet sind, machen insgesamt nur einen verschwindend kleinen Teil des Hornblendebestandes aus. Dunkle Körner sind überwiegend einheitlich gefärbt.

Doppelbrechung. Für dunkle Körner und Kornpartien ist $\Delta(=n_Z-n_X) = 0{,}018-0{,}022$. Es lassen sich nur minimale Δ-Unterschiede zwischen dunklen Hornblenden ein und desselben Dünnschliffs erkennen. Die quantitativ bedeutungslosen hellen Körner und Kornbereiche weisen hingegen schwankende Δ-Werte (bis 0,027) auf, die stets höher liegen als diejenigen der dunklen Hornblenden.

Optischer Achsenwinkel, Auslöschungsschiefe. $2V_X$ variiert ziemlich stark, selbst unter Körnern eines einzigen Dünnschliffs. Allgemein ist $2V_X$ niedrig; die Mittelwerte aus mehreren Proben schwanken zwischen 40 und 54°, das Maximum liegt im Bereich 45-50° (Abb. 165). Z/c schwankt unter Hornblenden ein und desselben Dünnschliffs ebenfalls stark. Die Mittelwerte liegen zwischen 17° und 21°. Ein deutliches Maximum gibt es nicht (Abb. 166). Im einzelnen habe ich nachstehende $2V_X$- und Z/c-Werte mit dem U-Tisch ermittelt:

Pr.-Nr.	$2V_X$	Z/c	Pr.-Nr.	$2V_X$	Z/c
5	40° (34-48°)	21° (13-25°)	14	48° (46-46°)	19° (14-26°)
6	45° (42-48°)	17° (12-25°)	15	47° (40-51°)	17° (12-21°)
8	42° (29-50°)	17° (12-22°)	17	51° (49-58°)	20° (12-26°)
9	54° (40-71°)	19° (12-23°)	32	54° (47-60°)	18° (14-24°)
11	53° (45-61°)	18° (13-23°)			

Dispersion der optischen Achsen. Es ist stets r > v. Für Wellenlängen von 520 mμ und 630 mμ wurden z.B. an der gleichen Stelle verschiedener Körner folgende $2V_X$-Werte ermittelt:

520 mμ	52°	46°	45°
630 mμ	55°	49°	49°

Relatives Alter. Eingeschlossen in Hornblende sind Zirkon, Apatit, Orthit und Plagioklas. Letzterer hindert häufig die wachsenden Hornblendekörner, so daß sie sich zwischen angrenzende Plagioklase drängen oder deren Oberflächeneinbuchtungen nachzeichnen. Nicht selten sitzen Hornblendekörner auf Spaltrissen, Zwillingsflächen oder Sprüngen der Plagioklase. Jünger als Hornblende ist K-Feldspat, der Hohlräume und Risse der Hornblendekörner ausfüllt oder - wenn er genügend groß ist - diese allseitig einschließt. Die Kristallisationszeit der Hornblende liegt also zwischen derjenigen des Plagioklases und des K-Feldspates. Mechanisch überformte Hornblendekörner oder abgebrochene -teile, die durch K-Feldspat umwachsen worden sind, zeigen, daß dessen Kristallisation im großen und ganzen syndeformativ verlaufen ist (vgl. Tab. 12).

Granat, vermutlich ein Almandin-Pyrop (TRÖGER 1969, II, S. 82), kommt in Spuren nur in wenigen Proben vor (Nr. 21,25a,25b,26a).

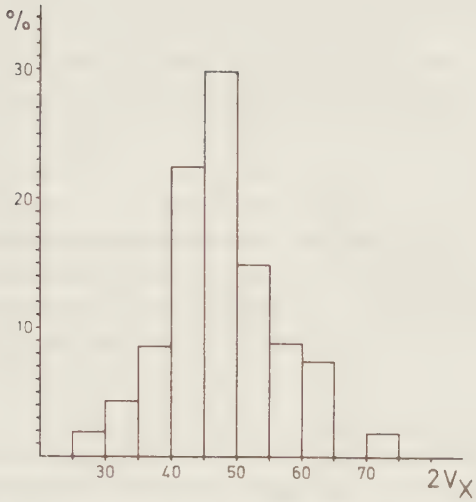


Abb. 165: Häufigkeitsverteilung der Achsenwinkel der Amphibole im Granodiorit und Granodioritblastomylonit (9 Dünnschliffe).

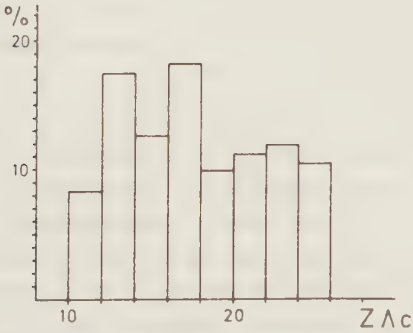


Abb. 166: Häufigkeitsverteilung der Auslöschungswinkel der Amphibole im Granodiorit und Granodioritblastomylonit (9 Dünnschliffe).

Die stark xenomorphen, skelett- oder amöbenartig zwischen anderen Mineralen gewachsenen, makroskopisch fuchsroten (8/D/7), im Durchlicht blaß- bis hellorangefarbenen (5/A,B/3) Granatkörner können Durchmesser von einigen Hundertstel-mm bis über 3 mm haben.

Relatives Alter. Granat wächst in Intergranularräumen zwischen Plagioklasen und K-Feldspäten, von wo er aus entlang Rissen ins Innere der Minerale vorgreift und kleine Teile von ihnen einschließt. Weitere Kornarten, die in Granat als Einschlüsse angetroffen wurden, sind Orthit und Titanit. Jünger als Granat erweist sich manchmal rekristallisierter Biotit, der sich auf Sprüngen der Granatkörner ansiedelt, sowie rekristallisierter Quarz, welcher mehrfach die mechanisch in b gestreckten Granate umfließt und ihre Zerrisse verheilt. Mitunter schließt rekristallisierter Quarz fast vollkommen Granatstücke ein.

Lagenweise angeordnete Granate in Granodioritblastomylonit aus dem Kontakt zu granatführendem Amphibolit (so z.B. im Tal W Chondrovouni) sind vermutlich aus letzterem in den Granodiorit aufgenommen worden.- Vgl. auch 4.8.

Apatit. Mechanisch nicht verformte Kristalle sind idiomorph oder hypidiomorph, wenn sie einzeln auftreten, hypidiomorph oder allotriomorph, wenn sie in Nestern aneinanderliegen. Im ersten, weitaus häufigeren Fall sehen Apatite in Schnitten quer zur c-Achse wie scharfkantige Hexagone, in Schnitten // c wie kurze bis mittellange Säulen aus, die aber des öfteren keine gut ausgebildeten Pyramidenenden besitzen.

Abgesehen von kleinen Apatitnadeln, die vor allem in Plagioklas, weniger häufig in K-Feldspat eingebettet sind, wurden überwiegend folgende Dimensionen festgestellt: a) In Granodiorit und Granodioritblastomylonit mit bis zu 1 cm langen K-Feldspäten: L(//c) = 100-200 μ, B(⊥c) = 35-75 μ, L/B = 2/1-3/1. b) In Granodiorit und Granodioritblastomylonit mit über 3 cm langen K-Feldspäten: L = 200-400 μ (max. ± 2 mm), B = 80-150 μ (max. ± 700 μ), L/B = 2/1-4/1. Apatite in Granodiorit und Granodioritblastomylonit mit bis 3 cm langen K-Feldspäten zeigen Größen, die zwischen den unter a) und b) angeführten liegen.

In allen Granodioritvarietäten scheinen eher kurzprismatische Formen zu überwiegen, doch können Apatitnadeln in Feldspäten sehr häufig L/B-Verhältnisse bis über 40/1 erreichen.

Nach den experimentellen Ergebnissen von WYLLIE & al. (1962) spiegelt der Habitus der Apatite ihre Kristallisationsbedingungen wider: Apatitkristalle, die sich in Gleichgewicht mit Gas oder Schmelze befinden, sind kurzprismatisch, solche, die aus einer sich rasch abkühlenden Schmelze kristallisieren, langprismatisch oder nadelig. Das gemeinsame Vorkommen kurz- und langprismatischer sowie nadeliger Apatite im vorliegenden Granodiorit zeigt demnach, daß die Magmatemperatur während der Apatitkristallisation nicht konstant geblieben ist.

Relatives Alter. Apatitkristalle können in allen Mineralphasen des Gesteins eingeschlossen sein, wenngleich sie in mechanisch nur schwach beanspruchtem Granodiorit bevorzugt an Plagioklas und primären Biotit gebunden sind. An Einschlüssen führt Apatit nur sporadisch kleine Monazite oder Zirkone.

Auf Rissen der Apatitkristalle oder im Raum zwischen auseinander gebrochenen Apatitstummeln können ebenfalls alle Komponenten des Gesteins angetroffen werden. Desgleichen sind hin und wieder die ziemlich häufigen schlauchförmigen Kanäle und Hohlräume der Apatitkörner mit verschiedenen Mineralen, und namentlich mit K-Feldspat, aufgefüllt.

Apatit erweist sich somit als eine der ältesten Phasen des Gesteins, obwohl seine Ausscheidung aus einem Mehrstoffsystem theoretisch bis zur Kristallisation der gesamten Schmelze andauern sollte (vgl. PROPACH 1968, S. 57). Die Tatsache, daß die mittlere Größe der Apatitkristalle parallel mit der durchschnittlichen Korngröße des Granodiorits steigt, macht es andererseits unwahrscheinlich, daß Apatit lange Zeit vor den anderen, ebenfalls aus dem Magma ausgeschiedenen Gemengteilen des Gesteins kristallisiert sein kann.

Nur selten, so z.B. in der Probe Nr. 21, kommen rundliche, xenomorphe bis hypidiomorphe Apatitkörner vor, die in s oder zwischen benachbarten Plagioklasen hintereinander in langen, kettenartigen Gebilden angeordnet sind. Da diese Körner mechanisch kaum beansprucht sind und sich von den übrigen Apatiten auch noch durch die Armut an Hohlräumen unterscheiden, erscheint mir die Annahme berechtigt, daß es sich bei ihnen um eine junge Apatitgeneration handelt. Diese entstand allem Anschein nach während der mechanischen Deformation des Gesteins aus mobilisierten oder spät zugeführten Bestandteilen (vgl. Tab. 12).

Monazit kommt spurenhaft nur in wenigen Dünnschliffen vor. Die meist idiomorphen oder hypidiomorphen Kriställchen, deren größter

Durchmesser gewöhnlich 10-20 μ (max. ca. 100 μ) beträgt, sind vornehmlich in verschiedenen Mineralen eingeschlossen. Da sie auch noch in Apatit anzutreffen sind, kann Monazit als eine der ältesten Kornarten des Gesteins angesehen werden.

Zirkon ist mit überwiegend roh- oder vollidiomorphen Kristallen in allen Dünnschliffen vertreten, wenngleich sein Anteil weit unter 0,1 % liegt.

Größere Zirkone erscheinen frei im Gefüge auf der Intergranulare andersartiger Minerale oder sind in diese nur teilweise eingebettet. Vollkommen eingeschlossen können sie allein in recht großen Mineralkörnern, allen voran Plagioklasen, beobachtet werden.

Kleine, in erster Linie langprismatische bis nadelige Kristalle finden sich als Einschlüsse in frühgebildeten Komponenten wie Apatit, Orthit, Hornblende und insbesondere Plagioklas. Die wenigen kleinen Zirkone, die in rekristallisiertem Quarz oder sekundären Mineralen wie Titanit und Epidot angetroffen werden, sind offenbar in diese Minerale aus verdrängten Plagioklasen oder Hornblenden übernommen worden. Die Dimension der kleinen Einschlußzirkone sind zumeist: L(//c) = 10-20 μ, B(⊥c) = 1,5-3 μ, L/B = 5/1-10/1 (max. um 70/1).

In älteren Mineralen sind die Zirkoneinschlüsse in der Regel wirr eingelagert. Mitunter lassen sich Bündel parallel orientierter Zirkone erkennen, ohne daß sie aber in eine Hauptrichtung des einschließenden Korns eingeregelt sind (vgl. auch 4.2.8). Nur Zirkoneinschlüsse in Apatit sind manchmal subparallel zu dessen c-Achse oder Prismenflächen ausgerichtet.

Das Fehlen einer Parallelität der c-Achsen der Zirkoneinschlüsse zur b-Achse des Gefüges zeigt, daß die tektonischen Kräfte zur Zeit der Kristallisation der Wirtminerale noch nicht stark genug waren, um die herrschende hohe Beweglichkeit der Schmelze zu überwinden. Demgegenüber sind frei im Gefüge liegende oder in sekundären und rekristallisierten Mineralen eingeschlossene Zirkonkristalle mit ihren c-Achsen statistisch in s und b des Gefüges eingeregelt. So können in Quarzbahnen lange, geknickte Zirkone beobachtet werden, die mit ihrer Längsachse dem welligen Verlauf der Bahnen folgen.

Größere Kristalle lassen ab und zu aufgrund geringer Doppelbrechungsunterschiede oder inhomogen verteilter Mikrolithe einen Zonarbau erkennen. Demgegenüber sind Kerne, die einwandfrei als allothi-

gen zu bezeichnen wären, kaum vorhanden. Größere Einschlüsse in Zirkonkristallen sind fast ausschließlich idiomorphe Zirkone und Apatite. Hahnenkammähnliche Oberflächeneinbuchtungen an den Pyramidenenden der Zirkone, die bekanntlich als Korrosionsmerkmale zu deuten sind, sind mir nur selten begegnet. Nicht ganz selten sind hingegen von Querrissen durchsetzte oder in mehrere Teile auseinander gebrochene Kristalle.

In Hornblenden und vor allem in alten, nichtrekristallisierten Biotiten eingeschlossene Zirkone werden ab und zu von schwachen bis mäßig starken pleochroitischen Höfen umgeben. In jungen, rekristallisierten Biotiten lassen die ohnehin äußerst seltenen Zirkoneinschlüsse entweder keine oder nur sehr schwache Strahlungshalos um sich erkennen (vgl. FRASL 1963, S. 424 sowie Kap. 4.4.6 und 4.4.7 dieser Arbeit).

Relatives Alter. Zirkon kristallisierte anscheinend zum größten Teil vor allen anderen Mineralphasen des Gesteins. Denn er kommt hin und wieder in Apatit, einem ebenfalls Frühgemengteil, als Einschluß vor, während Apatiteinschlüsse in größeren Zirkonkristallen äußerst selten sind. In K-Feldspat treten Zirkoneinschlüsse nur sporadisch auf. Vermutlich war der größte Teil des Zirkonbestandes zur Zeit der K-Feldspatkristallisation bereits in früher ausgeschiedene Mineralphasen eingebettet. Eine beachtliche Anzahl von Zirkoneinschlüssen der K-Feldspäte dürfte auch noch aus verdrängten Plagioklasen übernommen sein.

Titanit bildet hypidiomorphe, weniger häufig allotrimorphe oder rhombische, acht- bzw. sechsseitige, eigengestaltige, zuweilen eng zonargebaute Körner von stark wechselnder Größe. Vorherrschende längste Diagonale ist 50-200 μ (max. um 1,3 mm). Zwischen der Titanit- und der K-Feldspatgröße konnte ich keine Korrelation feststellen.

Die gewöhnlich an Biotit, Amphibol oder Plagioklas gebundenen Titanitkörner bilden meist ein offenes Teilgefüge, selten ballen sie sich zu Insekteneierhaufen zusammen.

Relatives Alter. Obwohl Titanitkristalle in ihrer Mehrheit jung sind, gibt es beinahe in allen Proben wenige, in der Regel kleine Körner, die offenbar wesentlich früher kristallisiert sind. Diese können in K-Feldspat eingeschlossen sein, nicht selten werden sie von jüngerem Titanit umwachsen. In Titanit eingeschlossen finden

sich verschiedene ältere Komponenten, allen voran kleine Zirkone, Apatite und gerundete Ilmenite. Sekundäre Minerale wie Magnetit und Epidot formen sich häufig xenomorph auf den Korngrenzen von Titanitkörnern oder versuchen in diese längs Sprüngen oder Spatlflächen pseudopodienartig einzudringen.

Orthit ist mit wenigen idiomorphen, seltener hypidiomorphen oder mechanisch angerundeten bis stark deformierten, meist einfach verzwillingten Kristallen in fast allen untersuchten Dünnschliffen des Gesteins zugegen. Orthitkörner sind einzeln über das Gefüge verteilt, bisweilen kommen aber Paare aus ungleich großen, orientiert verwachsenen Körnern vor. Aggregate aus mehreren Körnern sind äußerst selten.

Korngröße. In Granodiorit und Granodioritblastomylonit ohne große K-Feldspäte ist zumeist: L(//b) = 200-400 μ (max. ca. 1,2 mm), B_1(//c) = 50-100 μ (max. ca. 300 μ), B_2(⊥ c auf (010)) = 30-70 μ (max. ca. 200 μ), L/B_1 = 3/1-6/1, B_1/B_2 = ± 3/2. In Granodiorit und Granodioritblastomylonit mit über 3 cm langen K-Feldspäten ist überwiegend: L = 0,7-1,3 mm (max.um 2,5mm) B_1 = 100-200 μ (max. um 500 μ), B_2 = 70-130 μ (max. um 350 μ), L/B_1 = 4/1-7/1, B_1/B_2 = 3/2-3/1.

Farbe. Vorherrschend:

Z gelbbraun, hellbraun (5,6/D,E/6-8)
Y dunkelbraun, rotbraun (7,8/E,F/7,8)
X blaßgelb (2,3/A,B/3)

Zuweilen (insbesondere Randbereiche der Körner) heller, wie z.B.:

Z braunorange (6/C/6) oder noch heller
Y tizianrot (7/D/6) oder noch heller
X farblos

Doppelbrechung. $\Delta(n_Z-n_X)$ = 0,015-0,028, überwiegend um 0,020.

Optischer Achsenwinkel. $2V_X$: 48°, 55°, 55°, 55°, 56°, 59°, 60°, 60°, 61°, 64°, 65°, 66°, 67°, 70°, 70°, 71°, 72°, 72°, 72°, 72°, 74°, 75°, 77°, 80°, 80°, 80°, 82°, 84°, 90°.

Auslöschungsschiefe. X/c: 15°, 33°, 33°, 36°, 38°, 39°, 40°, 42°.

Relatives Alter. Orthit ist älter als Hornblende, Altbiotit oder K-Feldsptat; denn er liegt oft als Einschluß in diesen Mineralen vor. Gegen Plagioklas erscheint Orthit teils jünger, teils älter, Orthiteinschlüsse in K-Feldspat sind z.T. aus verdrängten Plagioklasen übernommen worden. Eingeschlossen in Orthit sind häufig langsäulige Zirkon- und Apatitkriställchen.

Epidot. Die stark xenomorph bis hypidiomorph entwickelten Körner schwanken in ihrer Größe erheblich; maximal erreichen sie eine Länge (//b) um 3 mm, eine Breite um 1 mm; L/B variiert um 3/1.

$\Delta(n_Z-n_X)$ = 0,023-0,043, meist 0,030-0,040.
$2V_X$: 68°, 71°, 74°, 74°, 74°, 76°, 77°, 78°, 78°, 79°, 83°, 86°.
X/c : -1° bis -5°, meist -2° bis -4°.

Obige optische Eigenschaften entsprechen zum größten Teil einem $HCa_2Fe^{3+}Al_2Si_3O_{13}$-Gehalt von 70-80 Mol% (TRÖGER 1971, I, S. 62) oder einem Fe_2O_3-Gehalt von 13-14 Gew.-% (HÖRMANN & al. 1971, S. 52f.).

Relatives Alter. Die Kristallisationszeit des Epidots überdeckt sich z.T. mit derjenigen des rekristallisierten Quarzes oder des Magnetits. Zumeist ist aber Epidot jünger als diese Minerale; denn er ist bei seinem Wachstum von ihnen des öfteren gehemmt worden oder er hat sie eingeschlossen (Tab. 12).

Erz. Die festgestellten Erzminerale Magnetit, Ilmenit, Pyrit, Hämatit, Eisenhydroxide und -hydrate, Rutil und Leukoxen bilden einzelne Körner oder Klümpchen von stark wechselnder Größe. Gewöhnlich erreichen sie größte Durchmesser von 350-600 µ.

Häufigste Erzkomponente ist Magnetit. Sehr auffallend sind in manchen Proben Plagioklaskörner, die mit unzähligen kleinen, idiomorphen oder hypidiomorphen Magnetitkristallen durchsetzt sind. Ausnahmsweise kann das Gestein auch noch mit Pyritkristallen kräftig imprägniert sein, die bis über 2 mm große Durchmesser haben können. Pyrit ist aber in erster Linie an s-Flächen und Klüften gebunden. Letztere sind manchmal mit dünnen, zusammenhängenden Pyritbelägen überzogen.

Calcit kommt untergeordnet in mehreren Dünnschliffen vor. Es handelt sich um feinkörnige Aggregate fremdgestaltiger, nicht verzwillingter Körner, die Risse oder Zwickel des Gesteins ausfüllen.

Tonminerale begleiten stets in wechselnden Beträgen ange- bzw. verwitterte Gesteinspartien. In Dünnschliffen aus dem Bereich von Loutra Eleftheron kommt ein Tonmineral in dichten, schuppigen Aggregaten vor ($\bar{n} \sim 1,57$, $\Delta \sim 0,015$, $1' = (+)$). Anscheinend handelt es sich um ein Glied der Montmorilonit-Nontronit-Reihe. Das Mineral greift entlang Sprüngen in die Plagioklase vor, hie und da ist es auch noch in Rissen des Gesteins anzutreffen.

Tabelle 8 : Modaler Mineralbestand des mechanisch schwach- oder nichtbeanspruchten hellen Granodiorits*

Anal.-Nr.	66	67	68	69	70	71	72
Probe-Nr.	30	32	33	1	110	3	31
Schl.-Nr.	3597	5206	3634	5205	3636	4208	3633
Quarz	17,3	25,2	24,0	28,4	21,6	23,3	28,0
Plagioklas	62,5	50,1	51,7	50,7	56,7	46,2	41,0
K-Feldspat	12,2	16,9	20,7	18,5	12,8	20,9	27,3
Biotit	3,7	6,9	2,3	1,1	2,1	4,9	2,5
Muscovit	Sp.	Sp.	0,2	0,2	Sp.	0,7	Sp.
Chlorit	0,4	Sp.	0,2	Sp.	-	0,1	-
Hornblende	1,5	0,1	Sp.	-	5,5	-	0,2
Granat	-	-	-	-	-	-	-
Apatit	0,1	0,2	Sp.	0,2	0,2	0,1	0,1
Titanit	0,3	0,1	0,1	Sp.	0,3	-	0,4
Orthit	0,1	Sp.	0,2	-	Sp.	0,1	Sp.
Epidot	0,8	0,1	0,1	-	0,8	-	0,1
Erz	1,1	0,4	0,5	0,9	Sp.	3,7	0,4
Q	17,3	25,2	24,0	28,4	21,6	23,3	28,0
F	74,7	67,0	72,4	69,2	69,5	67,1	68,3
M	8,0	7,8	3,6	2,4	8,9	9,6	3,7
Q	18,8	27,3	24,9	29,1	23,7	25,8	29,1
A	13,3	18,3	21,4	18,9	14,0	23,1	28,3
P	67,9	54,4	53,7	52,0	62,3	51,1	42,6
M	9,7	10,4	4,7	3,4	11,4	12,5	5,1
A	14,7	22,6	27,3	25,8	16,3	27,3	37,9
P	75,6	67,0	68,0	70,8	72,3	60,2	57,0

* K-Feldspatgroßkristalle machen bei allen Proben weniger als 0,5 Vol.-% aus.

Tabelle 9 : Modaler Mineralbestand des hellen Granodioritblastomylonits mit unter 1cm langen K-Feldspatporphyroklasten

Anal.-Nr.	73	74	75	76	77	78	79	80	81	82	83
Probe-Nr.	4	7	10	11	12	16	22	23	24	25a	25b
Schl.-Nr.	4227	3647	4200	3632	3655	6368	4225	5208	4224	5197a	5197b
Quarz	26,3	23,5	24,3	38,2	37,9	31,2	22,1	29,2	36,9	28,4	35,7
Plagioklas	40,7	48,5	49,3	30,2	38,7	47,0	49,4	45,2	25,0	36,8	30,0
K-Feldspat	18,8	11,0	11,3	28,0	10,5	15,7	15,0	15,4	30,6	26,1	28,5
Biotit	Sp.	9,8	10,0	1,4	8,8	5,2	10,6	7,9	5,3	4,9	3,5
Muscovit	11,0	2,5	0,3	0,3	0,9	0,2	0,1	Sp.	0,4	0,5	0,1
Chlorit	-	1,7	0,5	Sp.	-	-	-	Sp.	Sp.	0,5	0,7
Hornblende	-	-	0,6	0,3	-	-	-	Sp.	-	-	-
Granat	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,1	Sp.
Apatit	0,1	0,3	0,2	Sp.	0,2	0,2	Sp.	Sp.	0,2	Sp.	0,3
Titanit	Sp.	Sp.	0,7	0,2	Sp.	0,1	0,1	0,3	0,1	0,3	Sp.
Orthit	-	Sp.	Sp.	0,2	1,5	Sp.	0,1	0,1	Sp.	0,1	Sp.
Epidot	-	0,5	2,2	0,5	0,6	Sp.	1,5	1,3	0,3	0,7	Sp.
Erz	3,1	2,2	0,6	0,7	0,9	0,4	1,1	0,6	1,2	1,6	0,7
Q	26,3	23,5	24,3	38,2	37,9	31,2	22,1	29,2	36,9	28,4	35,7
F	59,5	59,5	60,6	58,2	49,2	62,7	64,4	60,6	55,6	62,9	59,0
M	14,2	17,0	15,1	3,6	12,9	6,1	13,5	10,2	7,5	8,7	5,3
Q	30,6	28,3	28,6	39,7	43,5	33,2	25,6	32,5	39,9	31,1	37,7
A	21,9	13,3	13,3	29,0	12,1	16,7	17,3	17,2	33,1	28,6	30,1
P	47,5	58,4	58,1	31,1	44,4	50,1	57,1	50,3	27,0	40,3	32,2
M	19,3	22,2	20,0	5,8	20,8	8,9	17,3	14,4	11,9	12,1	8,2
A	25,5	14,4	14,9	45,3	16,9	22,8	19,3	21,8	48,5	36,5	44,3
P	55,2	63,4	65,1	48,9	62,3	68,3	63,4	63,8	39,6	51,4	47,5

Tabelle 10 : Modaler Mineralbestand des hellen Granodioritblastomylonits mit bis zu 3 cm langen K-Feldspatporphyroklasten

Anal.-Nr.	84[1]	85[2]	86[3]	87[4]	88[5]	89[3]	90[3]	91[6]	92[7]
Probe-Nr.	8	8	9	13	13	19	20	21	21
Schl.-Nr.		4197	4226		3637	4221	4202		4534
Quarz	30,0	33,2	33,1	30,9	32,0	25,0	21,7	28,3	29,5
Plagioklas	37,6	41,6	25,4	44,1	45,7	51,0	51,0	39,8	41,5
K-Feldspat	21,2	12,9	33,7	13,5	10,4	16,0	9,6	21,5	18,1
Biotit	6,3	7,0	Sp.	8,1	8,4	7,1	13,6	7,4	7,8
Muscovit	Sp.	Sp.	Sp.	1,3	1,4	Sp.	-	-	-
Chlorit	0,3	0,3	Sp.	-	-	Sp.	0,9	-	-
Hornblende	2,4	2,7	5,5	-	-	-	0,2	-	-
Granat	-	-	-	-	-	-	-	Sp.	Sp.
Apatit	0,2	0,2	Sp.	0,6	0,6	0,1	0,7	0,1	0,1
Titanit	0,4	0,4	0,7	0,4	0,4	Sp.	0,6	0,6	0,6
Orthit	0,3	0,3	Sp.	Sp.	Sp.	0,2	0,3	0,1	0,1
Epidot	0,9	1,0	1,6	0,4	0,4	Sp.	0,5	0,6	0,6
Erz	0,4	0,4	Sp.	0,7	0,7	0,6	0,9	1,6	1,7
Q	30,0	33,2	33,1	30,9	32,0	25,0	21,7	28,3	29,5
F	58,8	54,5	59,1	57,6	56,1	67,0	60,6	61,3	59,6
M	11,2	12,3	7,8	11,5	11,9	8,0	17,7	10,4	10,9
Q	33,8	37,9	35,9	34,9	36,3	27,1	26,4	31,6	33,1
A	23,9	14,7	36,5	15,2	11,8	17,4	11,6	24,0	20,3
P	42,3	47,4	27,6	49,9	51,9	55,5	62,0	44,4	46,6
M	16,0	18,4	11,6	16,6	17,5	10,7	22,6	14,5	15,5
A	30,3	19,3	50,4	19,6	15,3	21,3	12,3	30,0	25,6
P	53,7	62,3	38,0	63,8	67,2	68,0	65,1	55,5	58,9

1 Gesamtmodalanalyse: Grundmasse 89,3 Vol.-% + K-Feldspatporphyroklasten 10,7 Vol.-%, die zu ± 90 Vol.-% aus reinem K-Feldspat bestehen.

2 Grundmasse des Vorkommens Nr. 8: Hornblendeführender Biotit-Granodioritblastomylonit (Leuko-Granodiorit (Farsundit), Fam. Nr. 6).

3 K-Feldspatporphyroklasten machen weniger als 0,5 Vol.-% des Gesteins aus.

4 Gesamtmodalanalyse: Grundmasse 96,1 Vol.-% + K-Feldspatporphyroklasten 3,9 Vol.-%, die zu ± 90 Vol.-% aus reinem K-Feldspat bestehen.

5 Grundmasse des Vorkommens Nr. 13: Biotit-Granodioritblastomylonit (Leuko-Grancdiorit (Farsundit), Fam. Nr. 6).

6 Gesamtmodalanalyse: Grundmasse 95,5 Vol.-% + K-Feldspatporphyroklasten 4,5 Vol.-%, die zu ± 90 Vol.-% aus reinem K-Feldspat bestehen.

7 Grundmasse des Vorkommens Nr. 21: Biotit-Granodioritblastomylonit (Leuko-Granodiorit (Farsundit), Fam. Nr. 6).

Tabelle 11 : Modaler Mineralbestand des hellen Granodioritblastomylonits mit über 3 cm langen K-Feldspatporphyroklasten

Anal.-Nr.	93[1]	94[2]	95[3]	96[4]	97[5]	98[6]	99[7]
Probe-Nr.	5	5	6	6	6	14	14
Schl.-Nr.		4218		4222a	4222b		3630
Quarz	19,0	21,7	19,6	22,8	2,7	28,2	31,4
Plagioklas	50,6	57,8	37,4	43,1	7,3	47,5	52,9
K-Feldspat	14,6	2,5	30,0	18,8	88,2	12,8	2,9
Biotit	0,9	1,0	2,8	3,3	0,4	4,2	4,7
Muscovit	0,1	0,1	0,1	0,1	-	-	-
Chlorit	0,3	0,3	0,3	0,3	0,2	-	-
Hornblende	11,7	13,4	7,9	9,3	0,6	5,6	6,3
Granat	-	-	-	-	-	-	-
Apatit	0,6	0,7	0,4	0,5	0,3	0,4	0,4
Titanit	0,8	0,9	0,7	0,8	0,3	0,4	0,4
Orthit	0,2	0,2	Sp.	Sp.	Sp.	0,2	0,2
Epidot	0,4	0,5	0,4	0,5	Sp.	0,4	0,5
Erz	0,8	0,9	0,4	0,5	Sp.	0,3	0,3
Q	19,0	21,7	19,6	22,8		28,2	31,4
F	65,2	60,3	67,4	61,9		60,3	55,8
M	15,8	18,0	13,0	15,3		11,5	12,8
Q	22,5	26,4	22,5	26,9		31,9	36,0
A	17,3	3,1	34,5	22,2		14,5	3,3
P	60,2	70,5	43,0	50,9		53,6	60,7
M	19,5	23,0	16,2	19,8		16,0	18,7
A	18,0	3,2	37,3	24,4		17,8	4,2
P	62,5	73,8	46,5	55,8		66,2	77,1

1 Gesamtmodalanalyse: Grundmasse 86,2 Vol.-% + K-Feldspatporphyroklasten 13,8 Vol.-%, die zu ± 90 Vol.-% aus reinem K-Feldspat bestehen.
2 Grundmasse des Vorkommens Nr. 5: Hornblende-Tonalitblastomylonit (Quarzdiorit, Fam. Nr. 7).
3 Gesamtmodalanalyse: Grundmasse 83,9 Vol.-% + K-Feldspatporphyroklasten 16,1 Vol.-%, für deren Zusammensetzung die Modalanalyse Nr. 97 zugrunde gelegt wurde.
4 Grundmasse des Vorkommens Nr. 6: Biotitführender Hornblende-Granodioritblastomylonit (Granodiorit, Fam. Nr. 6).
5 Modalanalyse eines K-Feldspatporphyroklasten aus dem Gestein Nr. 6.
6 Gesamtmodalanalyse: Grundmasse 88,7 Vol.-% + K-Feldspatporphyroklasten 11,3 Vol.-%, die zu ± 90 Vol.-% aus reinem K-Feldspat bestehen.
7 Grundmasse des Vorkommens Nr. 14: Biotitführender Hornblende-Tonalitblastomylonit (Quarzdiorit, Fam. Nr. 7).

Tabelle 11 : Modaler Mineralbestand des hellen Granodioritblastomylonits mit über 3 cm langen K-Feldspatporphyroklasten

Anal.-Nr.	100[1]	101[2]	102[3]	103[4]	104[5]	105[6]	106[6]	107[6]
Probe-Nr.	15	15	15	17	17	18	26a	26b
Schl.-Nr.		4536a	4536b		4196	3638	4533a	4533b
Quarz	21,4	24,0	2,3	17,4	18,0	20,8	30,7	31,7
Plagioklas	49,7	56,0	4,2	53,8	55,5	51,4	45,7	37,1
K-Feldspat	17,1	7,0	90,5	20,3	17,7	9,9	15,7	26,3
Biotit	5,3	5,9	0,6	1,8	1,9	9,1	5,5	1,2
Muscovit	0,2	0,2	0,5	-	-	-	0,1	1,0
Chlorit	0,3	0,3	0,3	2,6	2,7	-	0,2	0,9
Hornblende	4,4	4,9	0,5	2,0	2,1	4,2	-	-
Granat	-	-	-	-	-	-	Sp.	-
Apatit	0,2	0,2	0,1	0,4	0,4	0,2	0,4	0,3
Titanit	0,4	0,4	0,5	0,6	0,6	0,5	Sp.	0,3
Orthit	0,4	0,5	0,1	Sp.	Sp.	0,1	0,1	0,1
Epidot	Sp.	Sp.	Sp.	0,6	0,6	3,2	-	Sp.
Erz	0,6	0,6	0,4	0,5	0,5	0,6	1,6	1,1
Q	21,4	24,0		17,4	18,0	20,8	30,7	31,7
F	66,8	63,0		74,1	73,2	61,3	61,4	63,4
M	11,8	13,0		8,5	8,8	17,9	7,9	4,9
Q	24,3	27,5		19,0	19,7	25,3	33,3	33,3
A	19,4	8,1		22,2	19,4	12,1	17,1	27,7
P	56,3	64,4		58,8	60,9	62,6	49,6	39,0
M	15,0	17,1		10,3	10,7	22,6	11,4	7,2
A	21,8	9,2		24,6	21,6	12,5	22,6	38,5
P	63,2	73,7		65,1	67,7	64,9	66,0	54,3

1 Gesamtmodalanalyse: Grundmasse 87,9 Vol.-% + K-Feldspatporphyroklasten 12,1 Vol.-%, für deren Zusammensetzung die Modalanalyse Nr. 102 zugrunde gelegt wurde.

2 Grundmasse des Vorkommens Nr. 15: Hornblendeführender Biotit-Granodioritblastomylonit (Quarzdiorit, Fam. Nr. 7).

3 Modalanalyse eines K-Feldspatporphyroklasten aus dem Vorkommen Nr. 15.

4 Gesamtmodalanalyse: Grundmasse 96,4 Vol.-% + K-Feldspatporphyroklasten 3,6 Vol.-%, die zu ± 90 Vol.-% aus reinem K-Feldspat bestehen.

5 Grundmasse des Gesteins Nr. 17: Heller Quarzmonzodioritblastomylonit (Aplogranodiorit, Fam. Nr. 3).

6 K-Feldspatporphyroklasten machen weniger als 0,5 Vol.-% des Gesteins aus.

Tabelle 11 : Modaler Mineralbestand des hellen Granodioritblastomylonits mit über 3 cm langen K-Feldspatporphyroklasten. Mittel der Modalanalysen an Granodiorit und Granodioritblastomylonit in Vol.- und Gew.-%

Anal.-Nr.	108[1]	109[2]	110[3]	111[4]	112[5]	113[6]	113A[7]
Probe-Nr.	27	28	28	29	29		
Schl.-Nr.	3596		3631		4223		
Quarz	31,1	14,2	20,3	33,4	34,3	26,8	26,4
Plagioklas	42,2	45,0	64,3	40,5	41,6	44,3	43,8
K-Feldspat	19,2	33,6	5,2	20,1	18,0	19,3	18,3
Biotit	5,9	5,1	7,3	4,2	4,3	5,1	5,7
Muscovit	Sp.	-	-	Sp.	Sp.	0,7	0,7
Chlorit	0,2	0,8	1,1	-	-	0,3	0,3
Hornblende	-	-	-	-	-	1,5	1,8
Granat	-	-	-	-	-	Sp.	Sp.
Apatit	0,3	0,1	0,1	Sp.	Sp.	0,2	0,2
Titanit	0,2	0,1	0,1	0,2	0,2	0,3	0,4
Orthit	Sp.	Sp.	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1
Epidot	-	Sp.	0,1	0,3	0,3	0,5	0,6
Erz	0,9	1,1	1,4	1,2	1,2	0,9	1,7
Q	31,1	14,2	20,3	33,4	34,3	26,8	26,4
F	61,4	78,6	69,5	60,6	59,6	63,6	62,1
M	7,5	7,2	10,2	6,0	6,1	9,6	11,5
Q	33,6	15,3	22,6	35,5	36,5	29,6	29,8
A	20,7	36,2	5,8	21,4	19,2	21,4	20,7
P	45,7	48,5	71,6	43,1	44,3	49,0	49,5
M	10,9	8,4	12,8	9,0	9,3	13,2	15,6
A	27,9	39,2	6,5	30,2	27,4	26,3	24,9
P	61,2	52,4	80,7	60,8	63,3	60,5	59,5

1 K-Feldspatporphyroklasten machen weniger als 0,5 Vol.-% des Gesteins aus.
2 Gesamtmodalanalyse: Grundmasse 66,7 Vol.-% + K-Feldspatporphyroklasten 33,3 Vol.-%, die zu ± 90 Vol.-% aus reinem K-Feldspat bestehen.
3 Grundmasse des Vorkommens Nr. 28: Mechanisch schwach beanspruchter Biotit-Tonalit (Quarzdiorit, Fam. Nr. 7).
4 Gesamtmodalanalyse: Grundmasse 97,1 Vol.-% + K-Feldspatporphyroklasten 2,9 Vol.-%, die zu ± 90 Vol.-% aus reinem K-Feldspat bestehen.
5 Grundmasse des Vorkommens Nr. 29: Heller biotitführender Granodioritblastomylonit (Aplogranodiorit Fam. Nr. 3).
6 Mittel aus 35 Modalanalysen an Granodiorit und Granodioritblastomylonit in Vol.-%: Heller Granodiorit oder heller Granodioritblastomylonit (Aplogranodiorit, Fam. Nr. 3).
7 Die Modalanalyse Nr. 113 in Gew.-% umgerechnet.

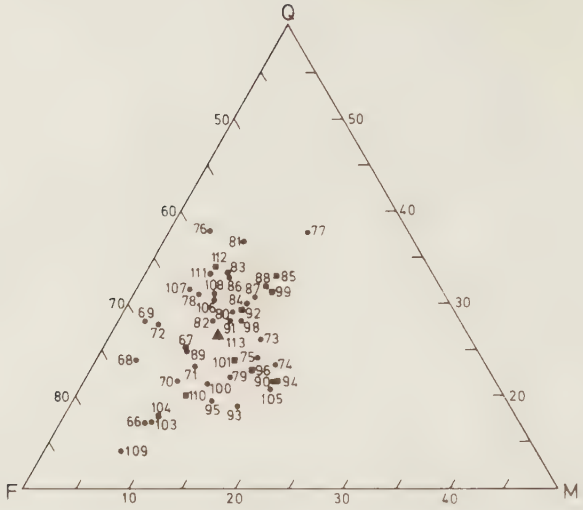


Abb. 167: Projektion der Modalanalysen des Granodiorits und des Granodicritblastomylonits des Symvolon-Gebirges und des Kavala-Gebietes in das QFM-Dreieck. Die Vierecke geben die Lage der Grundmasse von Gesteinseinheiten mit riesenkörnigen K-Feldspäten wieder, das Dreieck ist die Projektion des Mittelwerts (Nr. 113).

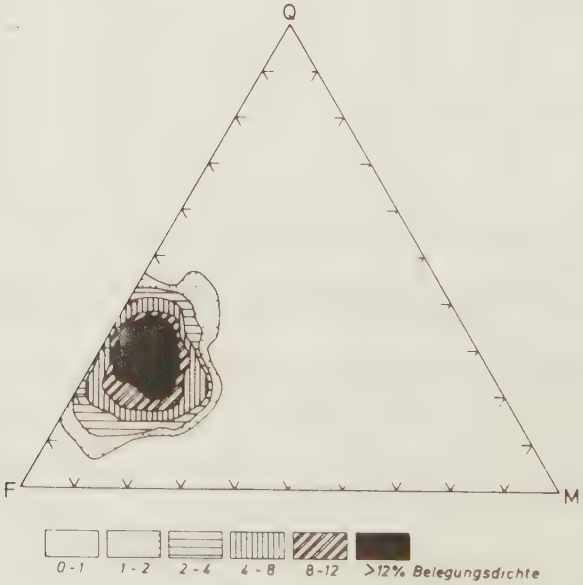


Abb. 168: Ausgezähltes QFM-Diagramm für den modalen Mineralbestand des Granodiorits und des Granodicritblastomylonits des Symvolon-Gebirges und des Kavala-Gebietes.

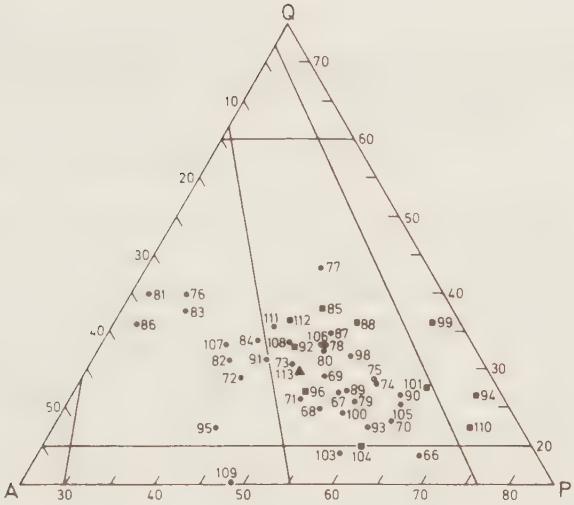


Abb. 169: Die Modalanalysen des Granodiorits und des Granodioritblastomylonits des Symvolon-Gebirges und des Kavala-Gebietes im QAP-Dreieck. Vierecke sind Projektionen der Grundmasse von Gesteinseinheiten mit riesenkörnigen K-Feldspäten, das Dreieck gibt die Lage des Mittelwerts (Nr. 113) wieder.

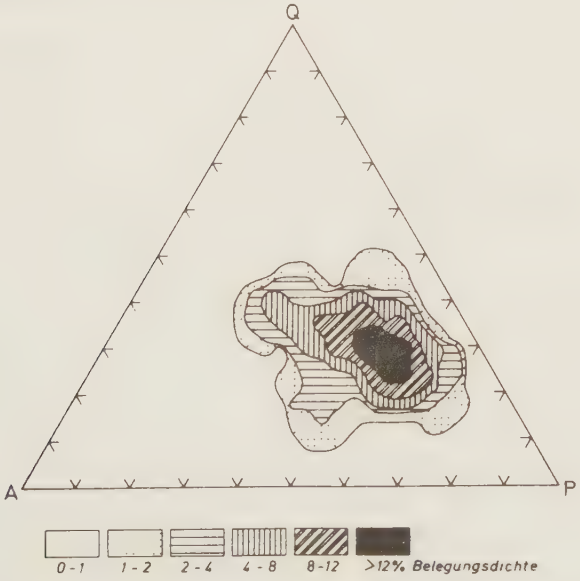
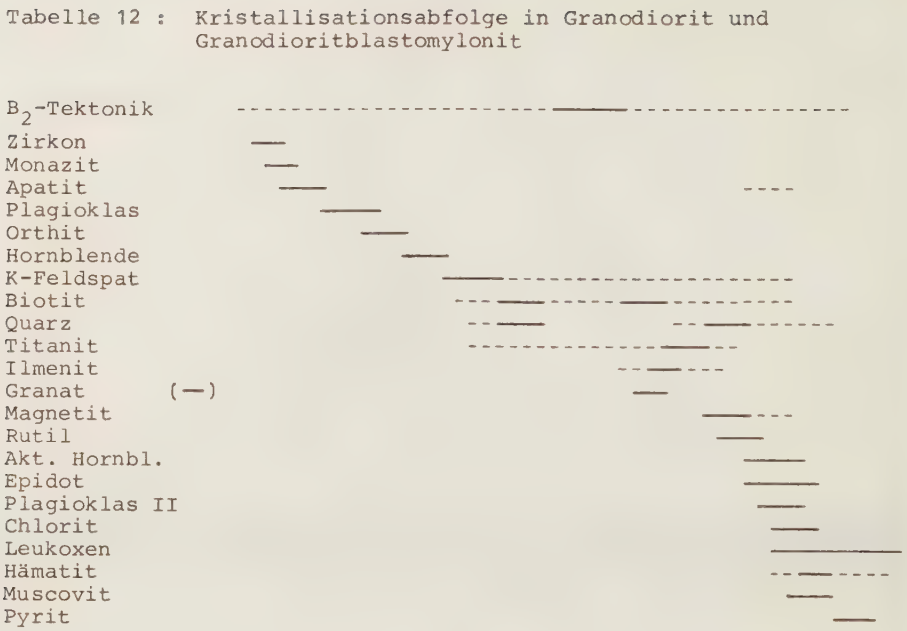


Abb. 170: Ausgezähltes QAP-Diagramm für den modalen Mineralbestand des Granodiorits bzw. Granodioritblastomylonits des Symvolon-Gebirges und des Kavala-Gebietes.

Tabelle 12 : Kristallisationsabfolge in Granodiorit und Granodioritblastomylonit



5.2.5 Modaler Mineralbestand

Siehe Tabellen 8-11 sowie Abb. 167-170.

5.2.6 Kristallisationsabfolge

Aus den Gefügebildern des vorliegenden Gesteins habe ich versucht - wie bei den oben beschriebenen Mineralen ausführlich dargelegt - das relative Alter der beteiligten Kornarten sowie ihr Verhältnis zur B_2-Tektonik festzulegen. Eine Summe der Ergebnisse gibt Tab. 12 wieder. Hierbei ist zu berücksichtigen, daß die tatsächliche Dauer der einzelnen Kristallisations- und Deformationsphasen unbekannt ist. Ein langer Strich im Diagramm kann daher einem kurzen Zeitraum entsprechen und umgekehrt. Die B_2-Tektonik war nicht die ganze Zeit hindurch gleich stark. Ihre Hauptphase habe ich, genauso wie die Hauptkristallisationsphasen der einzelnen Komponenten, mit ununterbrochener Linie gezeichnet. Die Kristallisationszeit des allothigenen Granats wurde in der Tabelle in Klammern gesetzt.

5.3 Der Granitblastomylonit

5.3.1 Bezeichnung

Da das Gestein blastomylonitisch verformt wurde, stimmt sein Mineralbestand nicht mehr mit dem ursprünglichen voll überein. Der Eruptivgesteinsname, der bei der Benennung der einzelnen Proben dem Wort -blastomylonit vorgestellt wird, entspricht daher lediglich dem gegenwärtigen Modus des Gesteins (Tab. 13,14).- Vgl. auch PÄLCHEN & al.(1972, S. 537)

Im QAP-Dreieck (Abb. 181,182) liegt die Mehrzahl der Projektionspunkte der untersuchten Proben sowie ihr Schwerpunkt im Monzogranitfeld (Q = 41,6, A = 27,8, P = 30,6). Dementsprechend habe ich dem vorliegenden Gestein den Sammelnamen "Granitblastomylonit" gegeben.

Mehrere Punkte liegen indes im Granodioritfeld, was auf die Verwandtschaft des Gesteins mit dem Granodiorit oder Granodioritblastomylonit des S-Bereiches hinweist. Aber im Vergleich zum letzteren sind die Glieder dieser Gruppe deutlich quarzreicher. Zwei Projektionspunkte fallen ins Feld der Syenogranite. Von diesen ist Probe Nr. 49 (Modalanal. Nr. 133) wegen des vorhandenen An-armen Albits äußerst P-arm.

Im QFM-Dreieck (Abb. 179,180) liegt der Projektionspunkt des Mittelwertes der analysierten Gesteinsproben bei M = 18,1, Q = 34,1, F = 47,8; das Gestein ist also wesentlich "dunkler" als der helle Granodiorit oder Granodioritblastomylonit des S-Bereiches mit M = 9,6.

Dem modalen Mineralbestand nach entspricht das vorliegende Gestein weitgehend einem Normalgranit (= Adamelit) im Sinne TRÖGERs (1935) und RONNERs (1963).

5.3.2 Vorkommen

Granitblastomylonit bildet die zweitgrößte Gruppe der kristallinen Gesteine des kartierten Gebietes. Er kommt nördlich der SW-NE streichenden kristallinen Kalkzüge und nur selten, wie z.B. SE Kokkinochoma, zwischen diesen vor. Bei einer Breite von großenteils 1,5-3 km formt er einen rund 28 km langen, SW-NE ziehenden Streifen. Nach N zu verschwindet der Granitblastomylonit unter aluvialen Schuttmassen der Ebene von Philippi und des Mustheni-Tales, während er am W-Ende des Arbeitsgebietes, im Raum von Akropotamos, von Tertiär verhüllt wird. Nur SW Eleftheroupolis setzt er sich unbedeckt in das Pangaion-Gebirge fort, das, wie Orientierungsbegehungen zeigten, überwiegend aus makroskopisch dem vorliegenden Granitblastomylonit ähnlich aussehenden Gesteinen und kristallinem Kalk aufgebaut ist.

5.3.3 Geologisches Auftreten, Gefüge

Hie und da wird der Granitblastomylonit durch kristallinen Kalk bedeckt, der insbesondere im Gebiet S Melissa-Exochi in einzelnen kleinen Massen auf den Berggipfeln kappenartig ruht. Überwiegend liegt Granitblastomylonit unmittelbar unter dem kristallinen Kalk. Bisweilen schalten sich jedoch zwischen die beiden Gesteine dickere Pakete alter kristalliner Hüllgesteine (z.B. NW Agios Andreas sowie S Sakowas) oder wechselnd starke jüngere aplitische Kalksilikatgesteine (z.B. S Sidirochorion) ein.

Ausgedehnte Bereiche des Granitblastomylonits zeigen wegen der vorhandenen augenförmigen K-Feldspatporphyroklasten ein typisches Augengneisgefüge (s. unter "K-Feldspat" in diesem Kap.). K-Feldspataugen sind, genauso wie bei den Granodioritgesteinen des S-Bereiches, weder in bezug auf ihre Größe noch auf ihre Menge homogen über das

Gestein verteilt. Während der Feldarbeiten habe ich den Granitblastomylonit aufgrund der maximalen Größe der K-Feldspatporphyroklasten in ac in zwei Gruppen unterteilen und auskartieren können:
a) Granitblastomylonit ohne große K-Feldspatporphyroklasten: Größte K-Feldspataugen sind unter 1,5 cm lang und 0,5 cm breit.
b) Granitblastomylonit mit größeren K-Feldspatporphyroklasten: Größte K-Feldspataugen sind über 1,5 cm lang und 0,5 cm breit.
Die in der geologischen Karte gelegten Grenzen zwischen den beiden Spielarten können jedoch wegen der kontinuierlichen Übergänge nicht als scharfe Schnitte angesehen werden. Kleine Gesteinspartien ohne große K-Feldspataugen innerhalb des Granitblastomylonits mit großen K-Feldspatporphyroklasten und umgekehrt sind in die Karte nicht eingetragen worden.

Das heteroblastische (-klastische) Grundgewebe des Granitblastomylonits mit größeren K-Feldspatporphyroklasten ist im Durchschnitt fein- oder kleinkörnig. Der gleichfalls heteroblastische (-klastische) Granitblastomylonit ohne große K-Feldspatporphyroklasten ist insgesamt fein-, seltener kleinkörnig.

Granitblastomylonit ist infolge der kräftigen Deformation in allen seinen Teilbereichen gut verschiefert. Charakteristisch ist die ausgezeichnete, s-parallele Teilbarkeit nach einigen cm dicken, eben begrenzten Platten (Abb. 13,171). Hie und da ist jedoch das Gestein fein verschiefert, mit dem Hammerschlag spaltet es in mm-dünne Scheiben. Bisweilen erscheinen außerdem schwach gestengelte Typen, die dadurch entstanden sind, daß das Gestein gefaltet und // h0l zerklüftet worden ist. Das Gefüge ist demnach in der Hauptsache gneisig bis schieferig (WENK 1963, S. 105f.). Das ist vielleicht einer der Hauptgründe, warum das vorliegende Gestein bis jetzt als Para-Metamorphit des Rhodope-Massivs betrachtet wurde (z.B. OSSWALD 1931, 1938; RENZ & al. 1954; GEORGIEW 1958; MEYER & al. 1963; KRONBERG 1966, 1969, 1973; KRONBERG & al. 1970; KRONBERG & al. 1974). Nur selten (z.B. im Umkreis von Monolithos) kommen gröberschieferige Gesteinsbereiche ohne gute plattige Teilbarkeit vor, die in dieser Hinsicht den Granodioritblastomyloniten des S-Bereiches stark ähneln.

Von KRONBERG (1969), KRONBERG & al. (1970) wird das vorliegende Gestein Feldspat- oder Schiefergneis genannt und als wichtigster Bestandteil der "Unteren Schiefergneis-Folge" der metamorphen Serien im Gebiet zwischen Strimon und Nestos angesehen. Als Beispiel für den petrographischen Charakter der Feldspat- und Schiefergneise werden von KRONBERG (1969, S. 7) die Ergebnisse von drei Integrations-

Abb. 171: Granitblastomylonit mit größeren K-Feldspatporphyroklasten zeigt ausgezeichnete s-parallele Teilbarkeit. Auf dem Querbruch lassen sich wechsellagernde hellere und dunklere Bänder erkennen.- An der Straße nach Agios Andreas, 1 km S vom S-Rand von Eleftheroupolis; Blick nach NE.

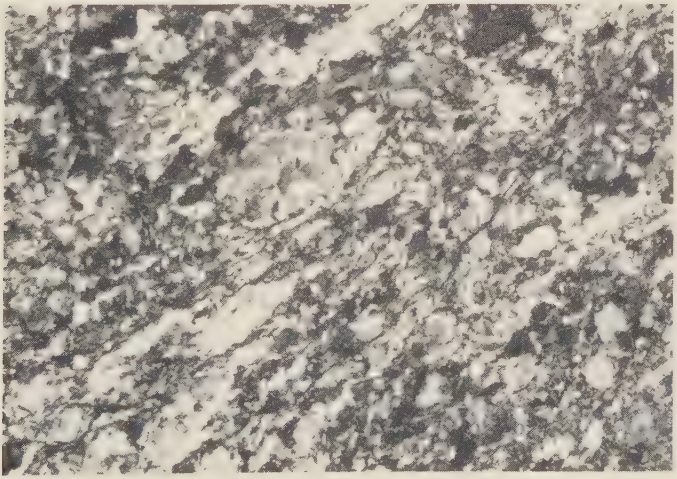


Abb. 172: Granitblastomylonit; Probe-Nr. 41, Dünnschl.-Nr. 5207; Schnitt // ac.- Quarz (überwiegend hell) umfließt in nicht lang aushaltenden Bahnen die Feldspatbrocken. Größere Plagioklasporphyroklasten sind verschieden stark durch K-Feldspat und Quarz verdrängt (4,0 x 2,9 mm, Nic. +).

analysen angeführt (in Vol.-%): Quarz 36-42, Albit (vorwiegend 0-4 An) 28-51, Kalifeldspat (in Augengneisen) 5-20, Hellglimmer (in Schiefergneisen) 25-50, Hellglimmer (in Feldspatgneisen) 5, Akzessorien (Epidot, Klinozoisit, Prochlorit, Rutil, Titanit, Erz) 3. Diese Werte weichen erheblich von meinen Modalanalysen (Tab. 13,14) ab. Besonders stark fällt in die Augen das gänzliche Fehlen von Plagioklas außer Albit und von K-Feldspat in den Angaben KRONBERGs für die Schiefergneise.

Kennzeichnend für den größten Teil des Granitblastomylonits ist der ziemlich hohe Betrag an Muscovit, dessen lebhaft gegen das Licht aufblitzende, bis zu 1 mm ø (selten 5 mm) große Schuppen in s-Flächen angereichert sind (Abb. 173). Manchmal sind dünnschieferige Gesteinsbereiche dermaßen reich an fein- oder grobschuppigem Muscovit, daß sie einen typischen Phyllonit- oder Glimmerschieferhabitus erhalten. Das Gestein kann dann nicht mehr ohne weiteres als ein ehemaliger Granit wiedererkannt werden.

In den meisten Fällen führt der Granitblastomylonit neben Muscovit auch Biotit, wobei bald der eine, bald der andere Glimmer die Oberhand gewinnt. Gesteinspartien mit Biotit als einzigem Glimmer treten zurück. Biotitblätter sind in der Regel sehr klein, mit bloßem Auge kaum sichtbar; nur selten erreichen sie Durchmesser bis zu einigen Zehntel-mm. Gesteinsanschnitte quer zum s lassen vielfach Lagen unterschiedlichen Verhältnisses der beiden Glimmer erkennen. Dadurch wird die ohnehin infolge primärer (offenbar syntektonischer) und metamorpher Differentiation in glimmerreiche und -arme oder -freie Lagen zustande gekommene Bänderung weiterverstärkt (vgl. 3.7 und 7.).

Dickere Lagen zeigen in bc des öfteren Zehntel-mm oder noch dünnere hellere quarz- bzw. K-Feldspatreiche und dunklere biotithaltige Bahnen, die ein charakteristisches Zeilengefüge bilden können. Plagioklas pflegt, genauso wie bei manchen stärker verschieferten Granodioritblastomyloniten des S-Bereiches, bevorzugt in getrennten Bahnen zusammen mit Glimmer zu erscheinen, wogegen K-Feldspatkörner unmittelbar von Quarzbahnen umflossen werden. Doch gibt es mitunter Bahnen oder Linsen aus homogen verteilten Plagioklasen, K-Feldspäten, Glimmern sowie verschiedenen akzessorischen Gemengteilen, die von scharf abgegrenzten Quarzzügen flankiert werden. Dünne Biotitsträhnen, die stets von zahlreichen kleinen Erzkörnern begleitet werden, keilen in der Regel nach kurzem Abstand aus oder werden von muscovitreichen Zeilen abgelöst. Das hellere Teilgefüge ist allgemein wesentlich gröberkörnig als das dunklere, biotithaltige; die Grenzen zwischen beiden sind teils scharf, teils verschwommen.

Die mehr oder weniger stark ausgewalzten K-Feldspatkörner erscheinen in bc vorwiegend als dünne, hintereinander angeordnete Spindeln, nicht selten sogar als über mehrere cm sich erstreckende Bahnen. Demgegenüber sind K-Feldspäte in ac deutlich schwächer in s gestreckt, wenn sie sich auch in Form ausgeschwänzter Augen dem unruhigen Verlauf der verfältelten s-Flächen anpassen. Plagioklaskörner sehen in ac ebenfalls nur schwach ausgelängt bis nahezu isometrisch aus. Um die größeren Feldspatkörner herum fließt das wesentlich feinerkörnige Grundgewebe, das hauptsächlich aus kataklastischen Feldspatbröckchen sowie rekristallisiertem Quarz und Biotit besteht. Die Gesteine besitzen demnach eine lentikular-flaserige oder -spindelige Textur, die bekanntlich charakteristisch für B-Tektonite ist (Abb. 46, 172-176).

Ein massiges Erstarrungsgefüge ist - wenn überhaupt jemals voll ausgebildet - so gut wie nie erhalten geblieben; an seiner Stelle erscheint nunmehr ein Blastomylonit- oder Mörtelgefüge, das sich überwiegend aus reliktischem Feldspat, neugesprossenem Quarz und Glimmer, bisweilen auch aus jungem Albit zusammensetzt. Die Struktur ist grano- bis lepidoblastisch oder -klastisch, bei Vorhandensein großer, mechanisch verformter K-Feldspäte porphyroklastisch. Vieles spricht dafür, daß die Granitintrusion und -kristallisation syntektonisch erfolgten, wenngleich letztere zum größten Teil abgeschlossen war, als die Deformation ihren Höhepunkt erreichte.

Granitblastomylonit ist stets kräftig um B_2 verfältelt. Die mm- bis cm-großen Falten lassen sich sehr gut sowohl auf ac- wie auf s-Flächen beobachten. Das Gestein ist außerdem in Falten größerer Dimension gelegt (vgl. 3.2). Die feinen Falten erscheinen auf s als b-Lineare; diese werden aber gleichfalls durch b-parallel geregelte Minerale markiert. So lassen sich auf s neben b-parallel ausgeschmierten Feldspäten auch lange Quarz- und Glimmerstreifen erkennen, die bis zu einigen cm breit sein können. Häufig tritt auf s außer der b- auch eine a-Lineation ($B' \perp B$-Gefüge) als schwache Kleinfältelung hervor. In bc-Schnitten können ebenfalls Kleinfalten als flachwelliger Verlauf der s-Flächen beobachtet werden. Die s-Flächen wirken wegen der feinen Falten ziemlich rauh. In bc fallen neben den flachwelligen bis nahezu ebenen s-Flächen und den bereits erwähnten helleren und dunkleren Bändern auch feine Okl-Risse auf.

Die Gesamtfarbe des Granitblastomylonits variiert auf frischem Bruch quer zum s je nach Biotitgehalt zwischen grauweiß und mittel-

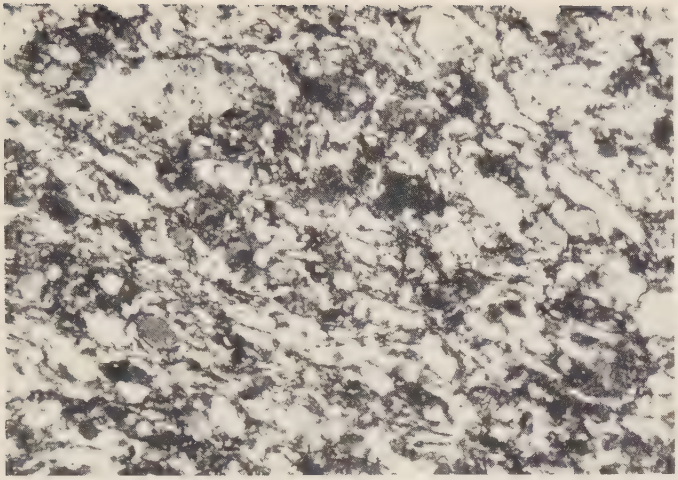


Abb. 173: Granitblastomylonit; Probe-Nr. 38, Dünnschl.-Nr. 4209; Schnitt // ac. Vor allem auf Kosten der Plagioklase haben sich ziemlich große Muscovitscheiter (hell) gebildet (3,7 x 2,6 mm, Nic. +).

Abb. 174: Granitblastomylonit; Probe-Nr. 39, Dünnschl.-Nr. 4559; Schnitt // bc.- Quarz erscheint zum größten Teil dunkel, da seine c-Achse bevorzugt in a des Gefüges eingeregelt ist (5,4 x 3,9 mm, Nic. +).

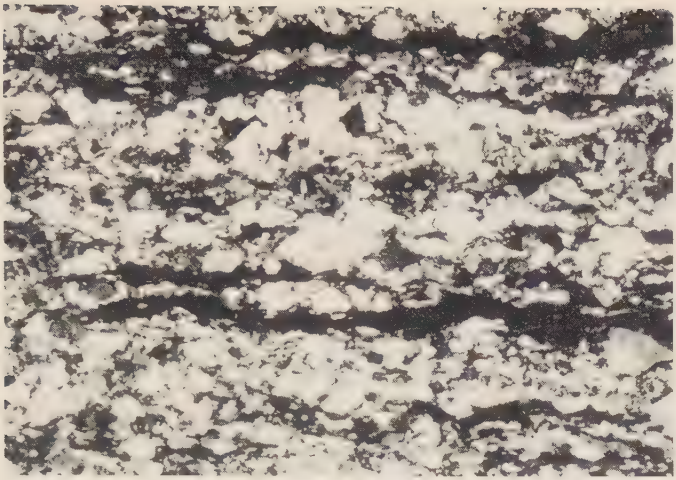


Abb. 175: Granitblastomylonit; Probe-Nr. 47, Dünnschl.-Nr. 3609; Schnitt // bc.- Die Längsachsen der kataklastisch bearbeiteten, vielfach spindelförmigen Feldspäte liegen in b des Gefüges. Der unter Streß gewachsene, mit seiner c-Achse straff in a des Gefüges eingeregelte Quarz bildet lange, ziemlich gerade verlaufende Bahnen, die beim Drehen des Mikroskoptisches stets dunkel bleiben (2,5 x 1,8 mm, Nic. +).

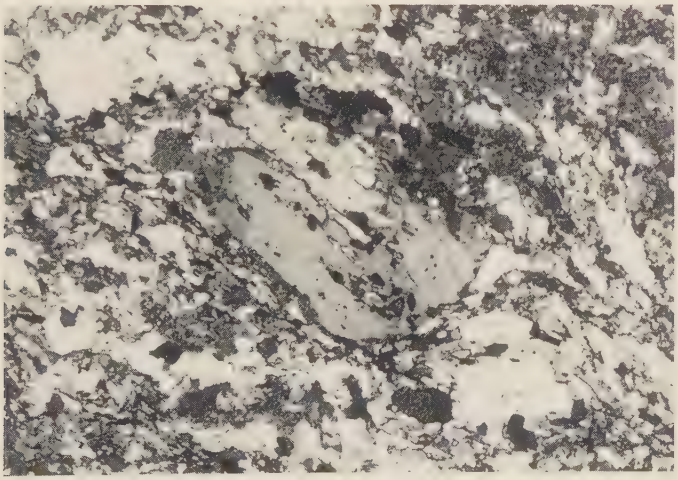


Abb. 176: Granitblastomylonit; Probe-Nr. 49, Dünnschl.-Nr. 3643; Schnitt // hk0.- Glimmer-, Titanit- und Quarzeinschlüsse in einem jungen Albitblast bilden ein s_i, welches parallel zum s_e steht (s_i=s_e) (2,0 x 1,4 mm, Nic. +).

grau. Größere Feldspäte treten als weiße Flecken aus dem dunkleren Grundgewebe hervor. Auf s sehen biotitreiche Gesteinsbereiche mittel- bis dunkeloliv aus.

Nebengesteinsschollen kommen in Granitblastomylonit nur selten vor. Die ursprünglichen Unterschiede zwischen eingeschlossenem Xenolith und seinem Wirt sind anscheinend zum größten Teil verwischt worden. Das ist dadurch zustande gekommen, daß der gesamte Gesteinsverband kräftig zerschert und der Mineralbestand der andersgearteten Gesteinsbereiche infolge Auto- oder Kontaktmetasomatose und anschließender Diaphthorese weitgehend umgewandelt und ausgeglichen wurde. Die ausgezeichnete Wegsamkeit entlang den mechanisch geschaffenen Bahnen förderte die hierbei vollzogenen Umsetzungen entschieden (vgl.7.). Es ist verständlich, daß dieser Prozeß um so schneller und durchgreifender verlief, je geringer die primären Unterschiede zwischen Einschluß- und Wirtgestein waren. Dementsprechend sind z.B. einstige Amphibolit- oder Kalksilikatschollen als mineralogisch und chemisch erheblich veränderte, ziemlich scharf abgegrenzte Linsen oder lang ausgeschmierte Blätter zu beobachten, während ursprüngliche Gneisschollen kaum anzutreffen sind.

5.3.4 Die Minerale

Quarz, erster Hauptgemengteil des Granitblastomylonits, ist, abgesehen von rundlichen bis sechsseitigen (idiomorphen) Einschlüssen in K-Feldspäten sowie spärlichen frei im Gefüge liegenden reliktischen Körnern, unter kräftigem Streß kristallisiert oder rekristallisiert und sowohl nach Gestalt wie auch nach Innenbau straff geregelt (s. Diagramme d 81 bis d 84 in 3.11.1 sowie Abb. 172,174,175).

Quarz verheilt des öfteren Quer- und andere Risse der im Zuge der B_2-Tektonik zu augenförmigen Gebilden verformten K-Feldspäte. Hierbei ist er meist mit dem gleich orientierten externen Quarz verbunden, der die K-Feldspataugen und ihre Ketten in charakteristischer Weise umfließt. Andererseits werden Querrisse der unter Streß gewachsenen, langen Quarzkörner durch K-Feldspat oder jüngeren, ebenfalls geregelten Quarz verheilt. Das Gestein entstand dementsprechend im großen und ganzen syntektonisch.

Größere Plagioklase sind ab und zu durch unzählige Quarztropfen oder anders gestaltete Quarze durchlöchert. Diese Quarze, die verdrängend in den Plagioklasen gewachsen sind, liegen getrennt von-

einander oder vereinigen sich zu größeren unregelmäßigen Aggregaten. Die Tatsache, daß sie mit dem äußeren Quarz einheitlich orientiert sind, zeigt, daß sie unter den gleichen mechanischen Zuständen wie dieser kristallisiert sind. Zum Teil große, unter Streß gewachsene oder rekristallisierte Quarzkörner und verzahnte -aggregate finden sich außerdem in jungem Albit. Hier hat jedoch Quarz den Plagioklas nicht verdrängt, sondern wurde in ihn eingebettet. Myrmekite mit ihren typischen Quarzstengeln an den Grenzen zum K-Feldspat sind, im Gegensatz zum Granodiorit und Granodioritblastomylonit des S-Bereiches, selten. Vermutlich wurden sie während der Metamorphose zerstört.

Plagioklas. Neben den stets vorhandenen Altplagioklas- und Plagioklas-II-Körnern kommt in manchen Proben auch noch junger Albit vor.

Die von der Tektonik lebhaft in Mitleidenschaft gezogenen Altplagioklase weisen Korngrößen auf, die im großen und ganzen mit denen der größten K-Feldspatkörner in den gleichen Gesteinseinheiten in Zusammenhang stehen: In Granitblastomylonit mit größeren K-Feldspatkörnern ist in ac-Schnitten des Gesteins meist L = 130-450 μ (max. 1,4 mm), B = 80-300 μ (max. 850 μ), L/B = 5/4-3/2; in bc-Schnitten L = 150-500 μ (max. 1,7 mm), B = 70-180 μ (max. um 800 μ), L/B) 3/2-3/1. In Granitblastomylonit ohne größere K-Feldspäte ist überwiegend in ac L = 60-170 μ (max. um 950 μ), B = 50-160 μ (max. um 800 μ), L/B = 1/1-3/2; in bc L = 75-200 μ (max. um 1,1 mm), B = 40-150 μ (max. um 750 μ), L/B = 5/4-2/1.

Junger Albit zeigt gewöhnlich folgende Korngrößen: In ac L = 200-400 μ (max. ca. 3,3 mm), B = 80-250 μ (max. ca. 2,4 mm), L/B = ± 2/1; in bc L = 230-450 μ (max. ca. 3,8 mm), B = 70-200 μ (max. ca. 2,3 mm), L/B = ± 3/1. Unterschiede in der Größe der Albitblasten zwischen den beiden Abarten des Granitblastomylonits gibt es nicht.

Zonargebaute Altplagioklase vergleichbar mit denen der Eruptivgesteine vom Kavala-Gebiet kommen nicht vor. Der starke Ca-Verlust der Plagioklase hätte ohnehin einen vorhanden gewesenen Zonarbau weitgehend ausgewischt. Nur vereinzelt kann man ziemlich scharf abgesetzte, An-ärmere Säume beobachten, die Zeugen eines früheren Zonarbaues sind. Die fließenden An-Gehaltsunterschiede zwischen zentralen und peripheren Bereichen mancher Körner (z.B. 31 An-Mol.-%

im Innern kontinuierlich abnehmend bis auf 24 An-Mol.-% im Rand) könnten ebenfalls auf einen einstigen Zonarbau hinweisen, doch ähnliche Bilder liefern bekanntlich uneinheitlich entkalkte, ursprünglich nicht zonargebaute Plagioklase.

Albitblasten sind hinsichtlich ihres An-Gehaltes großenteils einheitlich gebaut. Seltener kommen einfach invers zonare Albite vor mit einem An-armen bis -freien, meist linsenförmigen, wasserklaren Kern und einem scharf abgesetzten, etwas An-reicheren, niedriger doppelbrechenden Rand. Dieser kann zuweilen ziemlich trüb und im Vergleich zum Kern wesentlich einschlußreicher sein.

Der An-Gehalt der Altplagioklase schwankt meist zwischen 10 und 25 Mol-%. Der Hauptteil der Ausgangsplagioklase kristallisierte vermutlich als An-reicher Oligoklas. Wesentlich An-reichere Plagioklase dürften sich primär kaum gebildet haben. Dies ergibt sich aus der geringen Menge sekundärer Ca-haltiger Minerale, insbesondere des beständigen Epidots, die das Ca zum größten Teil aus der An-Komponente der Plagioklase bezogen haben (vgl. auch 4.2.9 und die dort angeführte chemische Gleichung). Der für Ca-arme Gesteine ziemlich hohe An-Gehalt der Altplagioklase zeigt, daß diese nicht bei niedrigen Temperaturen gewachsen sein können (vgl. WENK & al. 1969, S. 175). Junger Albit hat in der Regel einen An-Gehalt von 0-5 Mol.-%. Das arithmetische Mittel des An-Gehaltes von Altplagioklas und jungem Albit ist in den untersuchten Dünnschliffen 16,5 Mol.-% (vgl. auch Histogramm der Abb. 177). Im einzelnen habe ich nachstehende An-Gehalte (in Mol.-%) ermittelt:

Probe-Nr.	An-Gehalt	Probe-Nr.	An-Gehalt
34	17 (10-24)	43	18 (13-22)
35	12 (9-19)	45	26 (21-31)
36	12 (2-21)	46	15 (10-21)
37	13 (0-31)	49	3 (0-12)
39	21 (18-25)	50	19 (2-31)
41	20 (7-28)	52	19 (14-23)

In krassem Gegensatz zu obigen Werten werden von KRONBERG (1966, 1969), KRONBERG & al. (1970) die Plagioklase des vorliegenden Gesteins (Schiefer- und Feldspatgneise nach den genannten Verf.) für An-arme Albite (vorwiegend 0-4 Mol.-% An) gehalten. Diese sollen während der ersten, niedriggradigen Regionalmetamorphose des Gesteins aus seinem hauptsächlich sedimentären Ausgangsmaterial gebildet worden sein (vgl. auch KRONBERG 1973, KRONBERG & al. 1974).

Plagioklaseinschlüsse in K-Feldspat zeigen nur selten idiomorphe Umrisse; zumeist sehen sie stark korrodiert aus oder sind in mehrere

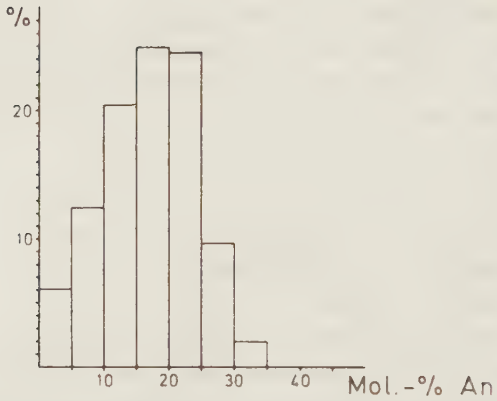


Abb. 177: Häufigkeitsverteilung der An-Gehalte der Plagicklase (Altplagicklas + junger Albit) im Granitblastomylonit (12 Dünnschliffe).

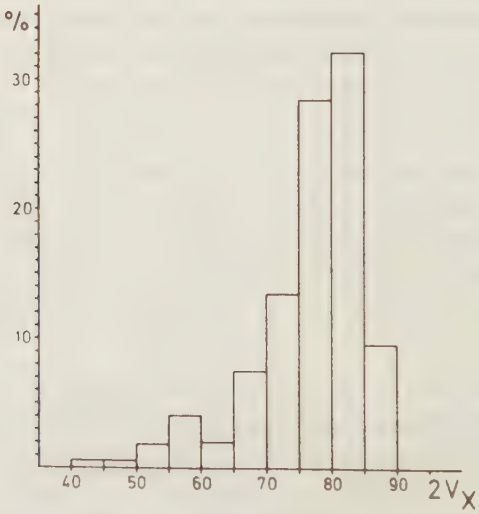


Abb. 178: Häufigkeitsverteilung der Achsenwinkel der K-Feldspäte im Granitblastomylonit (12 Dünnschliffe).

reliktische Teile aufgelöst worden. Sie enthalten oft zahlreiche gedrungene Quarze, die allem Anschein nach sekundär, analog den Myrmekitquarzen entstanden sind. Viele dieser Quarze liegen nur noch im K-Feldspatwirt, in der Nähe der Plagioklasreste.

Relatives Alter. Altplagioklas ist einer der ältesten Bestandteile des Gesteins. Sein Altersverhältnis zu den übrigen Mineralphasen unterscheidet sich nicht von demjenigen des Plagioklases der Granodioritgesteine im S-Bereich.

Junger Albit bis Albitoligoklas ist spätdeformativ in bezug auf die B_2-Tektonik entstanden. Seine Körner bilden die Form mechanisch verformter Altplagioklase und - weniger häufig - K-Feldspäte ab, die von Bahnen eingeregelter Glimmer oder Quarze umflasert worden waren. Nicht selten übertrifft jedoch der aufsprossende Albit an Größe die durch ihn ersetzten Feldspäte, so daß die Quarz- oder Glimmerbahnen zur Seite gedrängt oder sogar unterbrochen werden. Ihre Enden bleiben im letzteren Fall in den Albitblasten eingeschlossen.

Altplagioklas wird vielfach von innen nach außen durch Albit ersetzt; die Albitkörner können dann einen reliktischen Altplagioklassaum besitzen. Altplagioklas- und K-Feldspatüberreste sind außerdem häufig in jungem Albit als Einschlüsse zurückgeblieben. Bemerkenswert ist hierbei, daß Albitkörner optisch fast gleich orientiert sind mit den von ihnen verdrängten Altplagioklasen oder K-Feldspäten. In großen augenförmigen K-Feldspatporphyroklasten, wie z.B. in der Probe Nr. 49, sind mitunter mehrere Albitblasten gewachsen, die anscheinend den Cleavelandit-Perthiten entsprechen (vgl. auch 4.3.6).

Neben Altplagioklas und K-Feldspat können in Albit, und zwar vornehmlich in seinen peripheren Bereichen, zahlreiche Quarz-, Biotit-, Muscovit-, Titanit-, bisweilen auch Orthit- und Epidoteinschlüsse angetroffen werden. Diese sind zumeist genau wie die entsprechenden externen Kornarten eingeregelt, so daß ein internes s entsteht, welches parallel zum externen verläuft ($s_i = s_e$, Abb. 176). Indessen kommen hie und da querliegende Einschlüsse in Albit vor, die sich anscheinend auf Querrissen der früheren Feldspäte gebildet haben, bevor sie in den Albit übernommen wurden.

Allgemein scheint Albit eine der jüngsten Mineralarten des Gesteins zu sein, jünger als der Hauptteil des rekristallisierten Quarzes und des Muscovits. Nur vereinzelt haben diese Minerale das Albitwachstum überdauert: Einige der ziemlich spärlichen Sprünge der

Albitkörner werden durch Quarz oder Muscovit verheilt.

K-Feldspat füllt Zwickel zwischen verschiedenen Mineralarten, dringt verdrängend in die Plagioklase hinein oder bildet wechselnd große Körner, deren ausgesprochene Allotriomorphie vor allem durch die scharfe mechanische Beanspruchung des Gesteins bedingt ist.
Die tektonisch stark gequälten K-Feldspäte treten in ac als ausgeschwänzte Augen, in bc als lang ausgezogene Spindeln auf. War die Gesteinsdeformation noch kräftiger, so sind die K-Feldspatkörner zu langen Bändern ausgewalzt. Diese sehen in Schnitten quer zum s wie helle Flasern oder Zeilen, auf s wie lange, // b verlaufende Streifen aus. Solche Streifen sind manchmal in s bis zu 30 cm lang und 8 cm breit. Auf s erscheinen hin und wieder rundliche, ausgewalzte K-Feldspatfladen, die sich anscheinend von ursprünglich mit ihrer Längsachse ± in a des Gefüges liegenden Kristallen ableiten. Querrisse der K-Feldspatkörner werden überwiegend durch Quarz oder Biotit, z.T. aber auch durch jüngeren K-Feldspat verheilt.

Ähnlich wie bei den Granodioritgesteinen des S-Bereiches, kann man im Aufschlußbereich immer wieder feststellen, daß s-parallele, zumeist allmählich ineinander übergehende Lagen ungleichen K-Feldspatgehaltes oder verschiedener Größe der K-Feldspatporphyroklasten vorhanden sind. Letztere können sowohl auf primäre Korngrößenunterschiede der K-Feldspäte wie auch auf verschieden starke Kataklase der Kristalle zurückgehen. Einen Zusammenhang zwischen Größe der K-Feldspatkristalle und ihrem Raumanteil gibt es nicht.

Besonders große K-Feldspataugen, die dem Granitblastomylonit ein porphyroklastisches oder Augengneis-Gefüge prägen, kommen im Raum S Eleftheroupolis vor, wo sie in ac Längen bis 6 cm und Breiten bis 4 cm erreichen können (Abb. 171). Das L/B-Verhältnis der K-Feldspäte in ac kann zwischen 1/1 und mehr als 10/1 schwanken, liegt aber meist um 3/1. Größere K-Feldspataugen sind in der Regel mechanisch granuliert worden, d.h. in zahlreiche, optisch annähernd parallel orientierte Tochterkörner zerfallen. Diese sind gewöhnlich durch Perthit-albit miteinander verbunden.

Zwillinge. Größere K-Feldspäte sind vor allem nach dem Karlsbader Gesetz verzwillingt, wenngleich der Zwillingscharakter der Kristalle infolge der Kataklase vielfach nicht mehr zu erkennen ist (vgl. KÖHLER 1950, S. 58). Daneben läßt sich hin und wieder das Mikroklingesetz feststellen. Das Mikroklingitter ist nicht einheitlich in

den einzelnen Körnern entwickelt. In ein und demselben Kristall finden sich nebeneinander scharf und flau gegitterte Partien mit dünnen oder breiten Lamellen sowie völlig ungegitterte Bezirke. Letztere erweisen sich mitunter aufgrund ihrer fast monoklinen Symmetrie als Orthoklasrelikte. Doch zeigen derartige Bereiche meist neben großen $2V_X$ auch Auslöschungswinkel X´/a auf (001) von 18-19°, so daß sie als durch Um- oder Sammelkristallisation entstandene, maximal geordnete Einkristallbereiche aufzufassen sind.

Auslöschungsschiefe, optischer Achsenwinkel. X´/a auf (001) pendelt zum größten Teil zwischen 17 und 19°, $2V_X$ liegt überwiegend im Bereich 75-85° (Abb. 178): K-Feldspat entspricht strukturell in seiner Mehrheit dem Maximum-Mikroklin, wogegen reliktischer Orthoklas weniger als 10 % des K-Feldspatbestandes ausmacht. Im einzelnen wurden folgende $2V_X$-Werte ermittelt:

Pr.-Nr.	$2V_X$		Pr.-Nr.	$2V_X$		Pr.-Nr.	$2V_X$	
34	82°	(74-90°)	39	80°	(72-88°)	46	82°	(73-86°)
35	82°	(77-89°)	41	77°	(74-80°)	49	67°	(51-79°)
36	78°	(66-87°)	43	79°	(70-85°)	50	75°	(64-81°)
37	85°	(84-86°)	45	70°	(53-80°)	52	70°	(44-89°)

Relatives Alter. K-Feldspat ist stets jünger als Altplagioklas, den er stark verdrängt (Abb. 49,50), älter jedoch als Plagioklas II (vgl. 4.2). Eingeschlossen in K-Feldspat finden sich außer primärem, bisweilen rohidiomorphem Plagioklas auch noch Zirkon, Apatit, Orthit, primärer Quarz, Altbiotit und Titanit (vgl. jedoch unter "Titanit" in diesem Kap.).

Zahlreiche, während der Beanspruchung des Gesteins um B_2 angelegte Querrisse in verschiedenen älteren Mineralen, darunter auch K-Feldspäten, sind oftmals, genauso wie bei Granodioritgesteinen des S-Bereiches, durch jüngeren K-Feldspat verheilt worden. Wird ein mehrere, optisch unterschiedlich orientierte K-Feldspäte durchschneidender Riß durch K-Feldspat ausgefüllt, so erscheint letzterer optisch gleich orientiert mit dem jeweils vom Riß durchsetzten K-Feldspatkristall.

Rekristallisierter Biotit sowie unter einseitigem Druck gewachsener Quarz sind großenteils nach K-Feldspat und dessen mechanische Deformation gebildet. Denn sie umflasern die verformten K-Feldspatkörner und durchdringen sie entlang Sprüngen (vgl. auch unter "Quarz" und "Biotit" in diesem Kap.). Dennoch gibt es hie und da mit K-Feldspat ausgefüllte Querrisse des Gesteins, die auch Bahnen rekristal-

lisierten Biotits und Quarzes durchsetzen: K-Feldspat konnte sich, wenngleich in geringem Umfang, auch nach der Hauptphase der Deformation und Rekristallisation des Gesteins weiterbilden (Tab. 15).

Biotit, nach seinen optischen Eigenschaften ein Meroxen oder Lepidomelan, tritt meist in hypidiomorphen, tektonisch nicht allzu kräftig verformten, ungleich großen Scheitern auf. Zum größten Teil ist in ac: L(//(001)) = 60-110 μ (max. um 300 μ), B(⊥(001)) = 20-35 μ (max. um 100 μ), L/B = 2/1-4/1. In bc ist überwiegend: L = 70-130 μ (max. um 350 μ), B = 15-30 μ (max. um 100 μ), L/B = 3/1-5/1. Im Vergleich zum vergesellschafteten Muscovit ist Biotit stets wesentlich kleiner und stärker wechselkörnig.

Relatives Alter. Während der Deformation des Gesteins um B_2 rekristallisierte Biotit nahezu gänzlich. Dies ergibt sich vor allem aus Biotitscheitern, die mechanisch beanspruchte Feldspäte umringen oder in sie entlang Sprüngen eindringen, wobei die tektonisch bedingten, mehr oder weniger eingebuchteten Umrisse der Feldspatkörner hindernd auf die heranwachsenden Biotite wirken. Unterscheidungsmerkmale zwischen diesen Biotiten und dem restlichen Biotitbestand des Gesteins sind kaum vorhanden. Nicht rekristallisierter Altbiotit beschränkt sich vermutlich nur auf wenige Einschlüsse in K-Feldspat.

Biotit rekristallisierte zum größten Teil spätdeformativ, vor Quarz: Ziemlich grobschuppige Biotitnester im Druckschatten größerer Feldspäte, sind in der Regel mechanisch ausgeschwänzt worden, wobei die einzelnen Scheiter mit zunehmendem Abstand vom Feldspat immer kleiner werden. Das ganze Feldspat-Biotit-Gebilde wird von Bahnen rekristallisierten Quarzes umflossen oder liegt in diesen wie Einschluß vor. Mitten in rekristallisierten Quarzzügen finden sich immer wieder spindelförmige Biotitaggregate, welche in allmählich feiner werdende, nicht lang aushaltende Strähnen übergehen. Nicht selten sind Biotitsträhnen mechanisch in mehrere Teile auseinander getrennt worden. Diese können in einem einzigen großen Quarzkorn eingeschlossen sein, doch kommen sie meistens zwischen Quarzkörnern vor. Hierbei sind nur randliche Schuppen in die anliegenden Quarze eingebettet worden.

Außer dem oben erwähnten rekristallisierten Biotit springt in die Augen auch ein nur spärlich auftretender (z.B. Probe Nr. 37), noch jüngerer, feinschuppiger Biotit. Dieser sitzt vor allem auf Rissen

des Gesteins, die u.a. rekristallisierten Quarz und Muscovit durchsetzen können. Die Biotitschüppchen liegen mit (001) parallel zur Rißwand, oder sie sind aneinander fächerartig angeordnet.

Muscovit ist sekundär aus Biotit und insbesondere aus Feldspat hervorgegangen. In Altplagioklasen ist feinschuppiger Sericit weit verbreitet. Vielfach wird er von gröberschuppigen Muscoviten begleitet, die Spaltrisse, Zwillingsflächen und Fugen der Plagioklase stark aufweiten und Anschluß an die externen, geregelten Muscovitscheiter finden. In K-Feldspat tritt Sericit nur spärlich auf.

Mechanisch nicht verformte Muscovitscheiter sind vornehmlich idiomorph oder hypidiomorph. Doch wurde Muscovit während der späten Phasen der B_2-Tektonik mehr oder minder in Mitleidenschaft gezogen, so daß seine Scheiter ziemlich deutlich mechanisch überprägt sind.

Muscovit ist ungleichkörnig mit fließenden Übergängen von den feinsten bis zu den größten, bereits mit bloßem Auge sichtbaren Schuppen. Zumeist herrschen folgende Korngrößen vor: In ac: L(//(001)) = 140-380 μ (max. um 1 mm), B(⊥(001)) = 70-110 μ (max. um 400 μ), L/B = 2/1-4/1. In bc: L = 250-550 μ (max. ca. 1,2 mm), B = 60-100 μ (max. ca. 350 μ), L/B = 3/1-6/1.

Konoskopisches Bild. r > v. Für den optischen Achsenwinkel habe ich nachstehende Werte ermittelt:

Probe-Nr.	$2V_x$	Probe-Nr.	$2V_x$
35	32° (25-34°)	50	30° (24-34°)
41	32° (30-34°)	52	33° (31-37°)
43	31° (28-34°)		

Nach TRÖGER (1971) kommen diese Werte eher einem Phengit als einem reinen Muscovit zu. Doch ist nach BERAN (1969, S. 121) "eine klare Unterscheidung zwischen Phengit und Muscovit auf Grund der Größe des Achsenwinkels nicht möglich".

Doppelbrechung. Δ = 0,033-0,040, meist 0,035-0,037. Bei einer Schliffdicke von 25-30 μ zeigt Muscovit stets lebhafte Interferenzfarben der 2. Ordnung.

Nach BERAN (1969, S. 121) "kann die Doppelbrechung ebenso wie die Lichtbrechung zur Unterscheidung des Phengits von Muscovit herangezogen werden. Die Phengite haben eine bedeutend höhere Licht- und Doppelbrechung als die Muscovite". Anders als beim optischen Achsenwinkel entsprechen obige Δ-Werte eher einem Muscovit als einem Phengit.

SiO_2- und Al_2O_3-Gehalte. Muscovit aus zwei Granitblastomylonitproben wurde auf SiO_2 und Al_2O_3 röntgenspektrographisch analysiert.* Die Ergebnisse (in Gew.-%) sind:

Probe-Nr.	35	50
SiO_2	47,66	47,82
Al_2O_3	30,85	32,11

Aufgrund obiger Werte erweisen sich die analysierten Glimmer als Zwischenglieder zwischen Muscovit und Phengit in der lückenlosen Reihe Muscovit-Phengit (vgl. Muscovit- und Phengitanalysen in DEER & al. 1962, III; BERAN, 1969). Dementsprechend können sie als phengitische Muscovite bezeichnet werden.

Relatives Alter. In Muscovit können neben Feldspäten und Quarz auch noch z.T. quer zu den Spaltrissen liegende Zirkone und Apatite, ferner Orthit-, Epidot-, Titanit-, Erz- sowie teilweise anders orientierte, scharf abgesetzte Biotiteinschlüsse angetroffen werden. Dennoch ist die Mehrheit der Muscovitschuppen einschlußfrei. Allgemein erweist sich Muscovit als eine der jüngsten Komponenten des Gesteins, die spätdeformativ in bezug auf die B_2-Tektonik entstanden ist (vgl. auch 4.5 sowie unter "Plagioklas" in diesem Kap.).

Chlorit kommt in geringen Beträgen oder Spuren nur in einem Teil der untersuchten Proben vor. Mitunter sitzt er auf Sprüngen der Feldspäte, wo er vor allem früher angesiedelte Biotite ersetzt hat; dies geht sowohl aus Biotitresten wie aus kleinen opaken Klümpchen hervor, welche die Chloritschuppen durchspicken. Chlorit bildete sich allem Anschein nach zum größten Teil gleichzeitig mit Muscovit während der letzten Stadien der starken blastomylonitischen Überprägung des Gesteins.- Vgl. auch 4.6 sowie Tab. 15.

Apatit. Idiomorphe, kurz- bis langprismatische oder nadelige Kristalle finden sich namentlich als Einschlüsse in Feldspäten. Frei im Gefüge liegende Apatite sind mehr oder minder mechanisch angerundet bis stark verformt; // c sind sie augen- oder eierförmig, $\perp$ c rundlich bis rohhexagonal.

Die Größe der Apatitkristalle ist gewöhnlich: L(//c) = 100-300 μ

---

* Herrn Theofanis Noussinanos danke ich herzlichst für die freundliche Durchführung der Analysen.

(max. ca. 2 mm), B($\perp$c) = 50-150 µ (max. ca. 1 mm), L/B = $\pm$ 2/1. Apatite aus Granitblastomylonit mit größeren K-Feldspäten sind durchschnittlich etwas größer als solche aus Granitblastomylonit ohne größere K-Feldspäte.

Kennzeichnend für viele Apatitkörner sind schlauchförmige Hohlräume, die zuweilen mit K-Feldspat ausgefüllt sind.

Relatives Alter. In Apatit finden sich hin und wieder kleine Zirkon- (s. 4.12.5) oder Monaziteinschlüsse. Demgegenüber wird Apatit in nahezu allen Mineralen des Gesteins als Einschluß angetroffen, scheint also eine der ältesten Komponenten zu sein. Um größere Apatitkörner herum schmiegen sich Biotit- oder Quarzbahnen; in Rissen der Apatite und zwischen auseinander gebrochenen Apatitteilen sind verschiedene Mineralphasen, allen voran Quarz, kristallisiert. Quarzbahnen enthalten des öfteren viele, z.T. eigengestaltige Apatite, die bisweilen ganzrandig in die Quarzkörner eingebettet sind.

In wenigen Dünnschliffen kommen auf s-Flächen oder auf der Intergranulare verschiedener, mechanisch beanspruchter Kornarten rundliche, hintereinander rosenkranzähnlich angeordnete Apatitkörner vor, die vermutlich einer jüngeren, spätdeformativen Generation angehören (vgl. auch unter "Apatit" in 5.2.4).

Die oben erwähnten nadeligen Einschlußapatite, die meist wahllos in bezug auf das Gitter ihrer Wirtkristalle orientiert sind (vgl. 4.2.8), sind insofern für die Erklärung der Genese der vorliegenden Gesteine sehr wichtig, als sie nur aus einer schnell erkaltenden Schmelze kristallisieren, nie jedoch metamorph entstehen können (s. WYLLIE & al. 1962). Somit wird die Ansicht von MEYER & al. (1963), KRONBERG (1966,1969,1973), KRONBERG & al. (1970), KRONBERG & al. (1974) widerlegt, wonach diese Gesteine epimetamorph veränderten Sedimenten entsprechen sollen.

Monazit ist nur in einigen Dünnschliffen mit wenigen, kleinen, meist hypidiomorphen Kristallen vertreten, die bevorzugt in Apatit teilweise oder gänzlich eingeschlossen sind.

Zirkon kommt akzessorisch nahezu in allen Dünnschliffen vor. Die überwiegend kleinen, langprismatischen, jedoch nur selten nadeligen (meist L = 10-20 µ, L/B = 3/1-8/1) Zirkonkristalle sind vor allem in Apatit, Plagioklas, K-Feldspat, weniger häufig in sekundären Mineralen, wie rekristallisiertem Quarz oder Muscovit, eingeschlossen. Größere Kristalle können ab und zu auf der Intergranulare verschie-

dener Komponenten angetroffen werden. Das Vorhandensein kleiner, schlanker Zirkoneinschlüsse in den erwähnten Mineralarten spricht für den magmatogenen Ursprung des vorliegenden Gesteins (vgl. auch 4.12) sowie unter "Apatit" in diesem Kap.).

Sieht man von Korngröße und Habitus ab, so stellt man fest, daß die in Dünnschliffen beobachteten Zirkone jenen der Streupräparate der untersuchten vier Proben (Kap. 4.12) sehr ähnlich sind. So treten oft Kristalle auf, die an ihren Enden nicht gleich gestaltet sind; das eine Ende kann z.B. steile (311)-, das andere flache (111)-Pyramidenflächen haben oder vollständig gerundet sein. Größere Zirkone lassen in den meisten Fällen einen Zonarbau erkennen. Sehr häufig sind außerdem quer zersprungene sowie in zwei oder mehrere Teile auseinander gerissene Zirkone.

In Altplagioklas oder K-Feldspat eingeschlossene Zirkonkristalle sind mit ihrer kristallographischen c-Achse weder untereinander noch zu den Hauptgitterrichtungen ihrer Wirtkristalle parallel ausgerichtet. Das gleiche gilt zumeist auch für Zirkoneinschlüsse der Muscovite. Letztere haben anscheinend ihre Einschlüsse hauptsächlich aus verdrängten Feldspäten übernommen, ohne daß hierbei die ursprüngliche Zirkonlage wesentlich geändert wurde. Im Gegensatz zu den Zirkoneinschlüssen der erwähnten Minerale sind frei im Gefüge oder in rekristallisiertem Quarz liegende Zirkone mit ihrer c-Achse überwiegend in b des Gefüges eingeregelt.- Was Zirkoneinschlüsse in Apatit betrifft, gilt das in 4.12.5 Gesagte.

Relatives Alter. Zirkon erweist sich, wie bei den Granodioritgesteinen des S-Bereiches, als ein Frühgemengteil (vgl. unter "Zirkon" in 5.2.4).

Titanit wurde während retrograder metamorpher Prozesse weitgehend zerstört, so daß er in vielen Proben gänzlich fehlt oder nur noch in Spuren vorkommt. Seine reliktisch erhaltenen, in der langen Diagonale zumeist 25-45 µ (max. ca. 400 µ) messenden Körner sind überwiegend fremdgestaltig, seltener hypidiomorph oder vollidiomorph. Mitunter schließen sich mehrere kleine Kristalle zu traubenähnlichen Gebilden zusammen.

Titanitkörner sind vor allem an Biotit oder - weniger häufig - an Plagioklas gebunden (vgl. 4.13).

Relatives Alter. Die ältesten Titanite im Gestein sind vermutlich mit wenigen, in K-Feldspat eingeschlossenen Körnern vertreten. Die

Hauptmasse des Minerals bildete sich offenbar nach K-Feldspat, wie dies am Rand oder auf Sprüngen der K-Feldspatkörner sitzende wachstumsbehinderte Titanite zeigen, jedoch vor rekristallisiertem Quarz. In Quarzbahnen liegende eingebuchtete, bisweilen amöbenförmige Titanite entsprechen in vielen Fällen älteren, bei ihrem Wachstum durch andere Kornarten behinderten Titanitkörnern, die während der Metamorphose aus ihrem ursprünglichen Verband herausgelöst wurden. Oft sind sie zum Teil oder gänzlich in einzelne Quarzkörner eingebettet.

Kleine Titanitkörner finden sich ferner in Muscovit, bei albitführenden Proben auch noch in Albit eingeschlossen. In letzterem liegen sie mit ihrem längsten Durchmesser parallel zum s des Gefüges ($s_i = s_e$). In den meisten albitführenden Granitblastomylonitvorkommen sind die in Albit konservierten Titanitkörner beinahe die einzigen Vertreter des Minerals im Gestein.- Vgl. auch Tab. 15.

Orthit kommt spurenhaft in nahezu allen Dünnschliffen vor. Seine oft // (100) einfach verzwillingten Kristalle sind mechanisch verformt, sonst eigengestaltig bis teilidiomorph in der Zone [010] und xenomorph an den beiden Enden.

Korngröße. Es herrschen bei weitem folgende Dimensionen vor: L(//b) = 150-250 μ (max. um 700 μ), B_1(//c) = 50-150 μ (max. um 300 μ), B_2(⊥c auf (010)) = 30-100 μ (max. um 250 μ), L/B_1 = ± 3/1, B_1/B_2 = 4/3-3/2.

Farbe. Im Vergleich zum Orthit aus den Granodioritgesteinen des S-Bereiches ist hier die Farbe viel heller. Bei einem ziemlich breiten Farbspektrum der Orthitkörner ist in den meisten Fällen:

Z weingelb, strohgelb, oliv, hellolivbraun (3,4/B-D/3-5)
Y lehmfarbig, honiggelb, hellbraun (5,6/D/5,6)
X farblos

Mitunter kommen viel hellere, kaum pleochroitische Körner bzw. Kornteile oder noch seltener kräftig gefärbte Kristalle vor.

Doppelbrechung. $\Delta(n_Z - n_X)$ = 0,012-0,025, meist ± 0,020.

Relatives Alter. Einschlüsse in Orthit sind kleine Apatite und Zirkone. Orthitkörner, die bei ihrem Wachstum von Altplagioklas behindert wurden, treten häufig auf. Vereinzelt sind mir jedoch Orthiteinschlüsse in Plagioklas begegnet. In Biotit, K-Feldspat und in noch jüngeren Komponenten, wie etwa Albit, liegt Orthit nur als Einschluß vor, ist mithin älter als diese Minerale. Sprünge mechanisch beanspruchter Orthitkörner werden vor allem durch Biotit und Quarz verheilt.

Epidot ist im größten Teil der entnommenen Proben zugegen, wenngleich er im Vergleich zu den Granodioritgesteinen des S-Bereiches deutlich zurücktritt. Die Größe der gewöhnlich ausgesprochen allotriomorphen, seltener hypidiomorphen Epidote schwankt recht stark, überwiegend ist jedoch: L(//b) = 130-200 μ, B(⊥b) = 70-120 μ, L/B = ± 2/1. In b sind demnach die Körner nur mäßig gestreckt.

$\Delta(n_Z-n_X)$ = 0,024-0,038.

Relatives Alter. Unter Streß rekristallisierter oder neugebildeter Quarz schmiegt sich manchmal um Epidotkörner herum oder umschließt sie; in anderen Fällen aber sieht Epidot jünger als rekristallisierter bzw. sekundär gebildeter Quarz aus. Muscovit schließt oftmals Epidotkörner und -aggregate ein, ist also zum Teil nach Epidot kristallisiert. Als Einschluß kommt Epidot auch noch in Albit vor.

Erz kommt als Magnetit, Ilmenit, Pyrit, Hämatit, Fe-Hydrate, Rutil und Leukoxen vor. Erzkörner und -klümpchen, vielfach in s-parallelen Schnüren zusammengeschlossen, zeigen stark wechselnde Dimensionen, es herrschen jedoch kleine Durchmesser von 10-30 μ bei weitem vor. Größte Körner in den einzelnen Proben haben gewöhnlich 100-200 μ lange Durchmesser.

Magnetit ist in geringen Beträgen stets vorhanden. Ilmenit, in kleinen Körnern, tritt spurenhaft in vielen Schliffen auf. Ausnahmsweise macht er in der Probe Nr. 41 den größten Teil des Erzbestandes aus. Hier scheinen seine ziemlich großen Körner jünger zu sein als die meisten der jungen Komponenten des Gesteins, wie z.B. rekristallisierter Quarz, Epidot oder Plagioklas II. Pyrit kommt in allotriomorphen, seltener hypidiomorphen oder idiomorphen Körnern nur in einem Teil der untersuchten Proben vor.- Vgl. auch 4.16 bis 4.22.

Calcit erscheint in xenomorphen, unverzwillingten Körnern, die Risse und Lücken des Gesteins auffüllen. Er ist in Spuren bis geringen Beträgen nur in wenigen Proben zugegen.

5.3.5 Modaler Mineralbestand

Siehe Tabellen 13 und 14 sowie Abbildungen 179-182.

Tabelle 13 : Modaler Mineralbestand des Granitblastomylonits ohne große K-Feldspatporphyroklasten

Anal.-Nr.	114	115	116	117	118	119
Probe-Nr.	34	36	37	38	39	40
Schl.-Nr.	4231	4230	4210	4209	4559	4582
Quarz	28,8	33,6	26,0	48,2	27,0	24,8
Plagioklas	24,3	24,8[1]	34,8[2]	19,2	17,2	22,1
K-Feldspat	36,8	14,9	15,4	17,2	36,9	26,0
Biotit	5,3	6,5	0,6	2,5	14,3	23,7
Muscovit	2,4	17,8	19,3	12,1	-	-
Chlorit	Sp.	Sp.	-	0,2	1,7	0,3
Apatit	Sp.	0,1	0,1	0,1	0,3	0,3
Titanit	-	0,1	0,2	0,1	0,9	0,5
Orthit	Sp.	-	-	Sp.	0,2	Sp.
Epidot	-	Sp.	Sp.	-	0,2	2,2
Erz	2,4	2,2	3,6	0,4	1,3	0,1
Q	28,8	33,6	26,0	48,2	27,0	24,8
F	61,1	39,7	50,2	36,4	54,1	48,1
M	10,1	26,7	23,8	15,4	18,9	27,1
Q	32,0	45,8	34,1	57,0	33,3	34,0
A	40,9	23,4	29,3	20,3	45,5	35,7
P	27,1	30,8	36,6	22,7	21,2	30,3
M	14,2	40,2	32,2	29,7	25,9	36,0
A	51,7	22,4	20,8	33,2	50,5	34,6
P	34,1	37,4	47,0	37,1	23,6	29,4

1 Bei 12 % der Plagioklase ist der An-Gehalt niedriger als 5 Mol.-%.
2 Bei 20 % der Plagiokalse ist der An-Gehalt niedriger als 5 Mol.-%.

Tabelle 13 : Modaler Mineralbestand des Granitblastomylonits ohne große K-Feldspatporphyroklasten

Anal.-Nr.	120	121	122	123	124	125
Probe-Nr.	41	42	45	47	48a	48b
Schl.-Nr.	5207	4593	3651	3609	5990	3645
Quarz	33,5	31,2	33,2	35,2	22,3	32,8
Plagioklas	30,5	39,0	29,6	21,4	21,5	38,4[1]
K-Feldspat	14,5	14,0	10,4	38,0	30,7	19,6
Biotit	11,5	4,9	26,3	2,7	16,9	2,3
Muscovit	8,7	6,9	Sp.	0,5	7,9	6,8
Chlorit	Sp.	-	-	1,1	-	-
Apatit	0,2	0,2	0,2	Sp.	0,1	Sp.
Titanit	0,2	-	-	0,1	Sp.	-
Orthit	Sp.	-	0,1	Sp.	Sp.	-
Epidot	0,1	Sp.	-	Sp.	0,2	Sp.
Erz	0,8	3,8	0,2	1,0	0,4	0,1
Q	33,5	31,2	33,2	35,2	22,3	32,8
F	45,0	53,0	40,0	59,4	52,2	58,0
M	21,5	15,8	26,8	5,4	25,5	9,2
Q	42,7	37,1	45,4	37,2	29,9	36,1
A	18,5	16,6	14,2	40,2	41,2	36,4
P	38,8	46,3	40,4	22,6	28,9	27,5
M	32,3	23,0	40,1	8,3	32,8	13,7
A	21,8	20,2	15,6	58,6	39,5	49,1
P	45,9	56,8	44,3	33,1	27,7	37,2

1 Bei 35 % der Plagioklase ist der An-Gehalt niedriger als 5 Mol.-%.

Tabelle 14 : Modaler Mineralbestand des Granitblastomylonits mit größeren K-Feldspatporphyroklasten

Anal.-Nr.	126[1]	127[1]	128[1]	129[2]	130[3]	131[4]	132[5]	133[6]	134[8]
Probe-Nr.	35	43	44	46	46	46	49	49	49
Schl.-Nr.	4595	4596	3624		4594a	4594b		3643a	3643b
Quarz	39,9	37,8	31,5	39,4	42,9	3,9	43,0	45,1	6,6
Plagioklas	31,2	22,8	33,3	22,8	22,6	25,4	27,3	27,4[7]	24,5
K-Feldspat	11,5	26,1	21,0	15,1	10,2	65,9	10,8	7,6	66,1
Biotit	Sp.	6,1	0,3	11,9	12,9	1,3	7,5	7,9	0,9
Muscovit	14,9	4,8	12,1	10,0	10,6	3,1	9,1	9,5	0,9
Chlorit	-	-	-	-	-	-	Sp.	Sp.	0,5
Apatit	0,1	Sp.	Sp.	0,3	0,3	0,3	0,5	0,5	Sp.
Titanit	-	0,3	-	Sp.	Sp.	-	Sp.	Sp.	Sp.
Orthit	Sp.	0,2	Sp.	Sp.	Sp.	-	0,3	0,3	Sp.
Epidot	Sp.	0,1	Sp.	Sp.	Sp.	-	0,5	0,6	Sp.
Erz	2,4	1,8	1,8	0,5	0,5	0,1	1,0	1,1	0,5
Q	39,9	37,8	31,5	39,4	42,9		43,0	45,1	
F	42,7	48,9	54,3	37,9	32,8		38,1	35,0	
M	17,4	13,3	14,2	22,7	24,3		18,9	19,9	
Q	48,3	43,6	36,7	51,0	56,6		53,0	56,3	
A	13,9	30,1	24,5	19,5	13,5		41,6	38,2	
P	37,8	26,3	38,8	29,5	29,9		5,4	5,5	
M	29,0	21,4	20,7	37,4	42,5		33,2	36,3	
A	19,2	42,0	30,7	24,9	17,9		59,1	55,7	
P	51,8	36,6	48,6	37,7	39,6		7,7	8,0	

1 K-Feldspatporphyroklasten machen weniger als 0,5 Vol.-% des Gesteins aus.
2 Gesamtmodalanalyse: Grundmasse 91,3 Vol.-% + K-Feldspatporphyroklasten 8,7 Vol-%, für deren Zusammensetzung die Modalanalyse Nr. 131 zugrunde gelegt wurde.
3 Grundmasse des Vorkommens Nr. 46: Quarzreicher Zweiglimmer-Granodioritblastomylonit (Granodiorit, Fam. Nr. 6).
4 Modalanalyse von K-Feldspatporphyroklasten aus dem Gestein Nr. 46.
5 Gesamtmodalanalyse: Grundmasse 94,6 Vol-% + K-Feldspatporphyroklasten 5,4 Vol.-%, für deren Zusammensetzung die Modalanalyse Nr. 134 zugrunde gelegt wurde.
6 Grundmasse des Vorkommens Nr. 49: Quarzreicher Zweiglimmer-Syenogranitblastomylonit (Alkaligranit, Fam. Nr. 4).
7 Bei 84 % der Plagioklase ist der An-Gehalt niedriger als 5 Mol.-%.
8 Modalanalyse von K-Feldspatporphyroklasten aus dem Gestein Nr. 49.

Tabelle 14 : Modaler Mineralbestand des Granitblastomylonits mit größeren K-Feldspatporphyroklasten. Mittel der Modalanalysen an Granitblastomylonit

Anal.-Nr.	135[1]	136[2]	137[4]	138[5]	139[6]	140[7]
Probe-Nr.	50	50	51	52	52	
Schl.-Nr.		4532	5989		4591	
Quarz	41,6	42,7	36,0	36,7	37,7	34,1
Plagioklas	28,9	29,0[3]	27,9	29,4	29,5	27,3
K-Feldspat	14,5	13,0	22,1	14,2	12,5	20,5
Biotit	5,5	5,6	4,4	5,7	5,9	7,9
Muscovit	7,9	8,1	9,0	13,7	14,1	8,2
Chlorit	0,4	0,4	-	-	-	0,2
Apatit	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2
Titanit	Sp.	Sp.	Sp.	Sp.	Sp.	0,1
Orthit	Sp.	Sp.	Sp.	Sp.	Sp.	Sp.
Epidot	Sp.	Sp.	Sp.	Sp.	Sp.	0,2
Erz	1,0	1,0	0,4	0,1	0,1	1,3
Q	41,6	42,7	36,0	36,7	37,7	34,1
F	43,4	42,0	50,0	43,6	42,0	47,8
M	15,0	15,3	14,0	19,7	20,3	18,1
Q	48,9	50,4	41,9	45,7	47,3	41,6
A	18,7	17,1	25,7	17,7	15,7	27,8
P	32,4	32,5	32,4	36,6	37,0	30,6
M	25,7	26,7	21,9	31,1	32,6	27,4
A	27,4	25,3	34,6	22,4	20,1	34,6
P	46,9	48,0	43,5	46,5	47,3	38,0

1 Gesamtmodalanalyse: Grundmasse 97,3 Vol.-% + K-Feldspatporphyroklasten 2,7 Vol.-%, für die folgende Zusammensetzung zugrunde gelegt wurde (in Vol.-%): Quarz 5,3, Plagioklas 25,0, K-Feldspat 66,0, Biotit 2,0, Muscovit 1,3, Akzessorien 0,4.

2 Grundmasse des Vorkommens Nr. 50: Quarzreicher Zweiglimmer-Granodioritblastomylonit (Granodiorit, Fam. Nr. 6).

3 Bei 5 Vol.-% der Plagioklase ist der An-Gehalt niedriger als 5 Mol.-%.

4 K-Feldspatporphyroklasten machen weniger als 0,5 Vol.-% des Gesteins aus.

5 Gesamtmodalanalyse: Grundmasse 96,8 Vol.-% + K-Feldspatporphyroklasten 3,2 Vol.-%, für die folgende Mineralzusammensetzung zugrunde gelegt wurde (in Vol.-%): Quarz 5,0, Plagioklas 24,0, K-Feldspat 67,5, Biotit 1,0, Muscovit 2,0, Akzessorien 0,5.

6 Grundmasse des Vorkommens Nr. 52: Zweiglimmer-Granodioritblastomylonit (Granodiorit, Fam. Nr. 6).

7 Mittel aus 20 Modalanalysen an Granitblastomylonit: Zweiglimmer-Monzogranitblastomylonit (Normalgranit, Fam. Nr. 5).

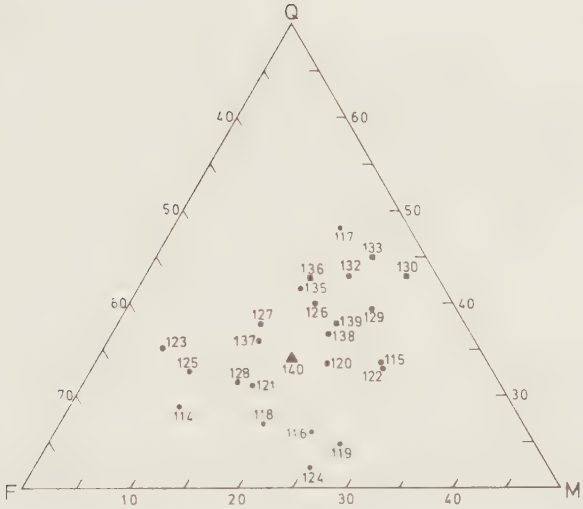


Abb. 179: Die Modalanalysen des Granitblastomylonits des Symvolon-Gebirges im QFM-Dreieck. Vierecke sind Projektionen der Grundmasse von Gesteinseinheiten mit großen K-Feldspatporphyroklasten, das Dreieck entspricht der Projektion des Mittelwerts (Nr. 140).

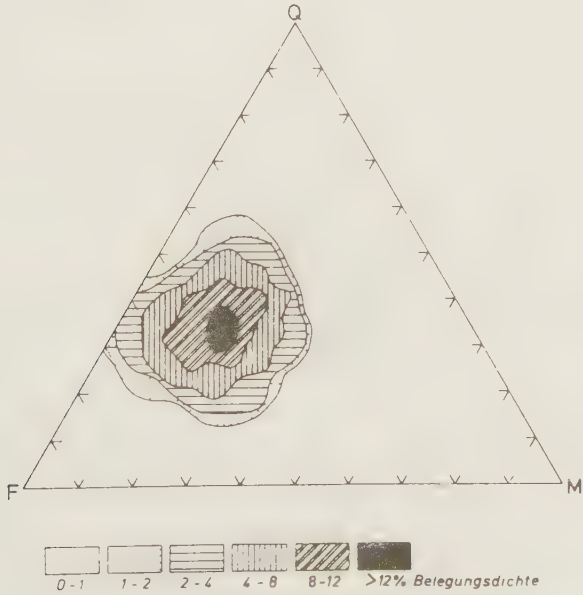


Abb. 180: Ausgezähltes QFM-Diagramm für den modalen Mineralbestand des Granitblastomylonits des Symvolon-Gebirges.

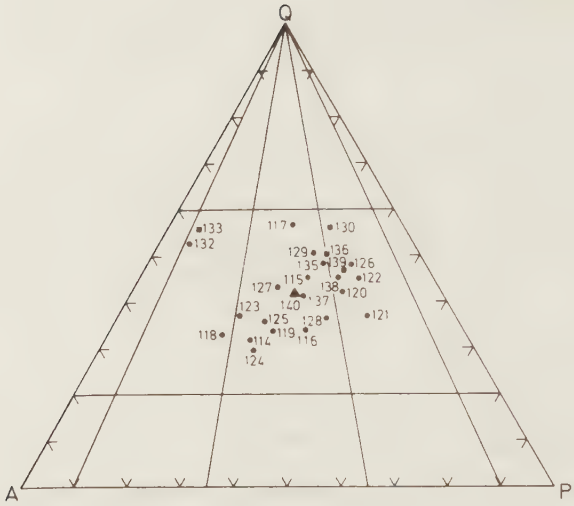


Abb. 181: Projektion der Modalanalysen des Granitblastomylonits des Symvolon-Gebirges in das QAP-Dreieck. Vierecke geben die Lage der Grundmasse von Gesteinseinheiten mit großen K-Feldspatporphyroklasten wieder, das Dreieck (Nr. 140) ist die Projektion des Mittelwerts.

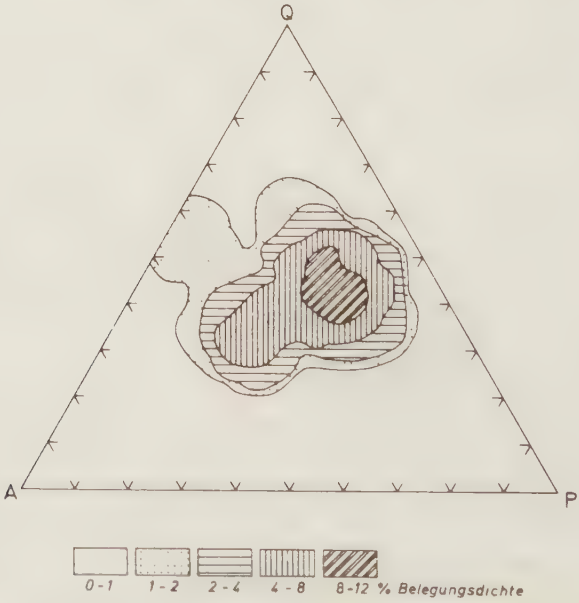


Abb. 182: Ausgezähltes QAP-Diagramm für den modalen Mineralbestand des Granitblastomylonits des Symvolon-Gebirges.

5.3.6 Kristallisationsabfolge

Wie aus der Tab. 15 hervorgeht, unterscheidet sich die Altersfolge der primären Mineralphasen des Granitblastomylonits nur unwesentlich von derjenigen des Granodiorits und des Granodioritblastomylonits des S-Teiles des Arbeitsgebietes. Dies ist ein zusätzliches Argument für den magmatischen Ursprung des vorliegenden Gesteins.- Vgl. auch 5.2.6.

5.3.7 Genese

Wie bereits in 5.3.3 erwähnt, wurde das vorliegende Gestein von den meisten früheren Bearbeitern für regionalmetamorph gehalten, entstanden unter niedrigstgradigen PT-Zuständen überwiegend aus sedimentärem Ausgangsmaterial; Anzeichen einer Polymetamorphose oder einer Diaphthorese konnten von diesen Autoren nicht festgestellt werden (vgl. auch 4.12). Im Gegensatz hierzu bin ich zu dem Schluß gekommen, daß das betreffende Gestein ein blastomylonitisch überformter Magmatit ist. Gründe, die eine niedriggradige Metamorphose von Sedimenten als Entstehungsursache ausschließen und für den magmatischen Ursprung sprechen, sind an anderen Stellen dieser Arbeit ausführlich diskutiert. Hier seien sie zusammengefaßt angeführt:

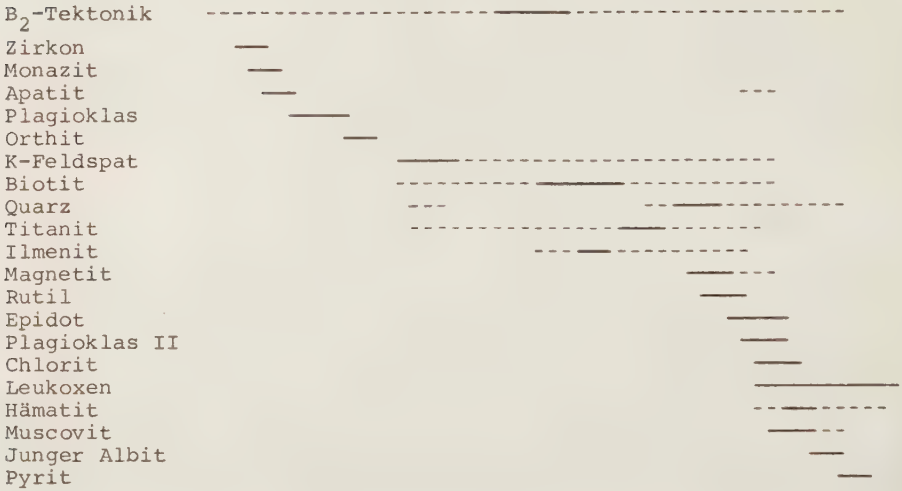
1. Örtlich geht das Gestein in grobschiefrige Bereiche über, die sich makroskopisch kaum vom Granodioritblastomylonit des S-Teiles des Arbeitsgebietes unterscheiden lassen.

2. Das Vorhandensein von Lagen mit grob- und riesenkörnigen K-Feldspäten, die mit solchen kleiner Größe der K-Feldspatkristalle wechseln, weist auf eine Entwicklung wie beim Granodiorit oder Granodioritblastomylonit hin. Das gleiche gilt auch für die Differentiation in Lagen ungleichen K-Feldspatgehaltes.

3. Am Kontakt zum kristallinen Kalk wurden hie und da durch Reaktion des Hüllgesteins mit dem eingedrungenen Magma bis m-dicke, K-Feldspat-reiche Kalksilikatfelse oder -gneise gebildet. Diese entwickeln sich häufig allmählich, ohne scharfe Grenzen aus dem Granitblastomylonit.

4. Wesentliche Unterschiede im Mineralbestand zwischen den Teilbereichen des Gesteins sind weder in qualitativer noch in quantitativer Hinsicht vorhanden. Dies ist zum Teil das Ergebnis retrograder metamorpher Prozesse (s. 7.), doch geht die einheitliche Ausbildung

Tabelle 15 : Kristallisationsabfolge in Granitblastomylonit



hauptsächlich auf die Kristallisation aus dem Magma zurück (vgl. QAP- und QFM-Diagramme der Abb. 179-182).

5. Die Kristallisationsabfolge der Mineralphasen unterscheidet sich nur unwesentlich von derjenigen des Granodiorits bzw. Granodioritblastomylonits des S-Bereiches (vgl. Tab. 12 und 15). So erweist sich Orthit in beiden Gesteinen als eine der ältesten Kornarten, wogegen er in Hüllgesteinen ziemlich jung ist.

6. Albit kommt nur sporadisch vor. Er wurde retrogradmetamorph gebildet. Der ursprüngliche An-Gehalt der Plagioklase entspricht jenem eines Granits bis Granodiorits.

7. Sekundäre Druckzwillinge, wie diejenigen der Altplagioklase des Granitblastomylonits, können sich bekanntlich bei solchen Kristallen entwickeln, die bezüglich der Al/Si-Verteilung noch weitgehend ungeordnet sind (vgl. z.B. BROWN 1962, S. 363f.). Ein derartiger Zustand wird aber nur unter hohen Temperaturen erreicht. Bei niedrigen Temperaturen, wie jenen der untersten Grünschieferfazies, können lediglich Albite als Wachstumszwillinge gebildet werden (vgl. 4.2.4).

8. Regelmäßig verteilte Filmperthitlamellen im Inneren mancher größerer K-Feldspäte, scheinen aus den letzteren entmischt zu sein (vgl. jedoch 4.3.6). Dies bedeutet, daß die K-Feldspäte bei hohen Temperaturen kristallisierten, welche die Aufnahme beträchtlicher Na-Gehalte in das Alkalifeldspatgitter gestatteten.

9. Die Einschlüsse der Plagioklase und K-Feldspäte sind im Grunde die gleichen mit den Einschlüssen der Feldspäte des Granodiorits oder Granodioritblastomylonits. Langprismatische Apatite und Zirkone, die wahllos in bezug auf das Gitter ihrer Plagioklaswirte orientiert sind, weisen auf ein schnelles Wachstum der Feldspäte in einem recht beweglichen Medium hin (vgl. unter "Apatit" und "Zirkon" in 5.3.4 sowie Kap. 4.2.8).

10. Die Zirkone sind nicht "sedimentär", wie diejenigen der älteren Silikatgesteine der kristallinen Hülle, sondern authigen und "magmatisch" (vgl. 4.12). Kleine langprismatische Kristalle sind vor allem in älteren Mineralphasen wie Feldspäten, Apatit und Orthit eingeschlossen.

11. Die Erzminerale, voran der Magnetit, sind mit jenen des Granodiorits oder Granodioritblastomylonits gleich ausgebildet. Demgegenüber weisen die Rahmengesteine einen recht abweichenden Erzbestand auf.

12. Chemisch ist das Gestein im großen und ganzen gleichförmig zusammengesetzt (vgl. 6.).

13. Im Q-Ab-Or-Dreieck (Abb. 205) liegen die analysierten Proben des Gesteins in der Nähe des Maximums von Granitgesteinen mit 80 % und mehr Q + Ab + Or (s. TUTTLE & al. 1958, Fig. 63), und zwar unweit der Projektion der isobaren kotektischen Linie des Systems Q-Ab-Or-An-H_2O für P_{H_2O} = 2 kb in das Q-Ab-Or-Dreieck (Näheres in 6.3.2).

5.4 Die Ganggesteine

Diese Gruppe umfaßt alle Gesteine, die als Eruptivgesteins- oder Mineralgänge bzw. gangähnliche Gebilde in kristallinen Gesteinen des Arbeitsgebietes sitzen.

5.4.1 Die magmatischen Ganggesteine

werden in die weitaus vorherrschenden leukokraten und die nur mit wenigen Gängen vertretenen porphyrartigen Ganggesteine untergliedert.

5.4.1.1 Die leukokraten Ganggesteine

5.4.1.1.1 Bezeichnung

Die Gesteine dieser Gruppe werden wegen ihres niedrigen Farbwertes, der im Schnitt M = ± 3,5 beträgt, als leukokrat charakterisiert (vgl. Modalanalysen Nr. 141-173 in Tab. 16 und QFM-Dreieck der Abb. 189). Für ihre weitere Klassifikation wurde in erster Linie das Gefüge und dann der quantitative Mineralbestand zugrunde gelegt. Auf diese Weise können Ganggranite, Ganggranodiorite sowie Aplite und Pegmatite voneinander unterschieden werden, während das Wort -blastomylonit hinter dem Eruptivgesteinsnamen auf die blastomylonitische Deformation des betreffenden Gesteins hinweist (s. Verzeichnis der Proben in Tab. 1). Indessen bestehen zwischen den erwähnten Gesteinsarten fließende Übergänge, so daß die Klassifikation einzelner leukokrater Ganggesteine häufig Schwierigkeiten bereitet.

Im QAP-Dreieck (Abb. 190) liegen die Projektionen der meisten untersuchten Ganggesteine im Feld der Monzogranite; andere Felder sind entweder ganz schwach oder gar nicht besetzt.- Vgl. auch 5.1.

5.4.1.1.2 Vorkommen

Leukokrate Ganggesteine sind mir in allen Kristallingesteinen des Arbeitsgebietes begegnet. Im kristallinen Kalk sind sie jedoch selten und gering mächtig und erscheinen in der unmittelbaren Nähe des Kontaktes gegen die Silikatgesteine. In letzteren können sie gewöhnlich über mehrere Meter verfolgt werden; nicht selten läßt sich auch ihr durch Auskeilen oder Zertrümern bedingtes Ende beobachten.

5.4.1.1.3 Geologisches Auftreten, Gefüge

Leukokrate Eruptivgesteinsgänge sind in ihrer Mehrheit schmächtig und verlaufen flach bis mittelsteil (vgl. 3.4.1). Ab und zu - insbesondere in silikatischen Hüllgesteinen - erscheint ein Netzwerk unregelmäßig verlaufender, verzweigter oder zertrümerter Gänge, die sich durch Anastomose wieder vereinigen können (Abb. 183). Teile des Nebengesteins werden hierbei von ihrem ursprünglichen Verband gerissen und liegen nunmehr als Schollen im Ganggestein vor. Werden Amphibolite, Kalksilikatgesteine, Hornblende-Gneise oder Hornblende-Granodiorite von K-Feldspat-reichen Ganggesteinen akkordant oder diskordant durchschlagen, so sproßt an den Kontakten Biotit üppig auf, der sie dunkelbraun bis schwarz färbt.

Aplitische Ganggesteine stellen den überwiegenden Teil der leukokraten Ganggesteine. Sie sind vorwiegend klein-, weniger häufig fein- oder mittelkörnig. Im Vergleich zu ihren Nebengesteinen haben sie gewöhnlich ein kleineres Korn, wenn diese Magmatite sind, ein gröberes hingegen, wenn die Nebengesteine älteren, womöglich kontaktmetasomatisch veränderten Hüllgesteinen entsprechen.

Die Farbe ist auf frischem Querbruch wegen der Armut an dunklen Gemengteilen schneeweiß bis blaßgrau, seltener wegen des im Verlauf metamorpher Ereignisse freigesetzten Fe_2O_3, das als feinstschuppiger Hämatit oder als winzige Eisenhydroxidklümpchen über das Gestein verteilt ist, hellbraun. Bei einigen Gängen sind indessen einzelne dunkelbraune Biotitbutzen (bis ca. 1 cm ø) oder -flasern vorhanden.

Biotitblätter können bei mechanisch nicht allzu stark beanspruchten Gesteinen bis 5 mm große Durchmesser erreichen. Demgegenüber sind Biotitschuppen in blastomylonitisch überformten aplitischen Ganggesteinen höchstens einige Zehntel-mm groß. Neben Biotit enthalten aplitische Gänge stets geringe Mengen an Muscovit, dessen Schüpp-

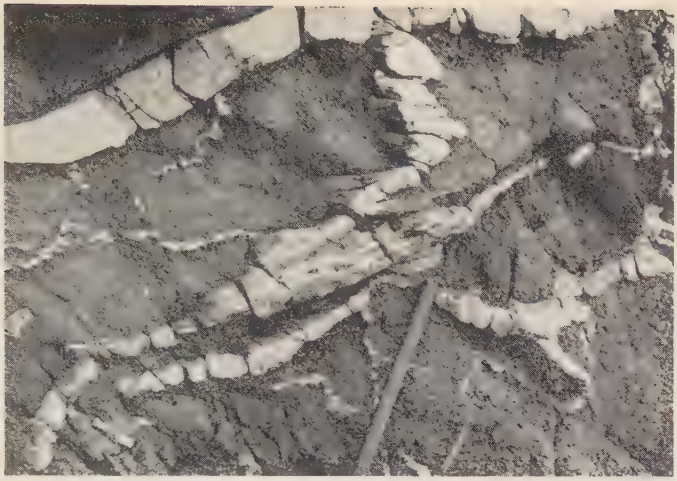


Abb. 183: Leukokrate Eruptivgesteinsgänge in Hornblende-Gneis; an der Straße N Aspra Chomata, E Kavala.- Die Gänge sind sowohl akkordant wie diskordant in das Hüllgestein intrudiert und zusammen mit diesem während der B_2-Tektonik deformiert.

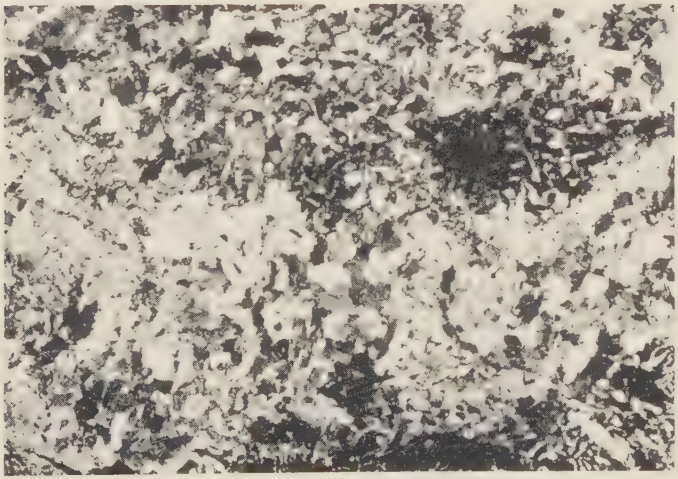


Abb. 184: Leukokrates Ganggestein (Aplit bis Pegmatit); Probe-Nr. 75, Dünnschl.-Nr. 3614.- Das Gestein ist nur schwach blastomylonitisch verformt. Die Mineralkomponenten lassen ein panxenomorphes, ungleichkörniges Gefüge erkennen. Quarz ist z.T. mit K-Feldspat, untergeordnet auch mit Plagioklas granophyrisch verwachsen (14,0 x 10,0 mm, Nic. +).

chen lebhaft gegen das Licht aufblitzen. Mitunter ist Biotit in Chlorit übergegangen, der durch seine graugrüne Farbe sofort in die Augen fällt.

Nur selten sind mir aplitische Gesteine mit eingesprengten größeren Magnetit-, Pyrit- oder Granatkristallen begegnet. Letztere sind vor allem in biotitfreien, schlierenartigen Gesteinsbereichen angereichert, die von einem weißen, ebenfalls biotitfreien Hof umgeben werden (Konkretionsprinzip, s. ESKOLA 1939, S. 405).

Echte, feinkörnige, panxenomorph struierte Aplite kommen nicht besonders häufig vor. Die meisten der hier vorliegenden aplitischen Ganggesteine bilden Zwischenglieder zwischen einem echten Aplit und einem Granit, bisweilen auch einem einfachen Pegmatit. Ganggranite und -granodiorite sind gewöhnlich heller und kleinerkörnig als ihre äquivalenten Tiefengesteine.

Pegmatite treten äußerst selten auf. Sie bestehen nahezu ausschließlich aus grobkörnigen Feldspäten und Quarz. Sporadisch tritt auch noch wenig Biotit in bis zu 1 cm durchmessenden Blättern hinzu. Vielfach gehen die angetroffenen Pegmatite in Aplite über, indem ihre Korngröße vornehmlich von den inneren Gangbereichen nach den Salbändern erheblich abnimmt.

Kennzeichnend für einige, vor allem in mechanisch nicht stark beanspruchtem Granodiorit sitzende pegmatitische oder aplitisch-pegmatitische Gänge ist ein mehr oder minder symmetrischer Bau mit Feldspäten am Rand und reinem Quarz in der Mitte, während die Übergangszone einen schriftgranitischen Habitus aufweist. Derartige Gänge vermitteln offenbar zwischen den reinen Eruptivgesteins- und den Quarzgängen. Quarz bildet indes in den meisten Fällen wechselnd große, unregelmäßig verteilte, z.T. geflammte Aggregate, die im großen und ganzen in s gestreckt sind und bisweilen kleine Falten erkennen lassen.

In Amphibolit oder Kalksilikatgesteinen sitzende pegmatitische Gänge sind in der Regel akkordante Gänge. Der Übergang zum Nebengestein erfolgt ganz allmählich. In der Gangmitte ist das Gestein grobkörnig und hell. Als dunkler Gemengteil erscheint wenig Biotit. Mit zunehmendem Abstand von der Gangmitte wächst der Anteil an Plagioklas und dunklen Komponenten, neben Biotit kommt auch Amphibol vor. Derartige Gänge sind zumeist heftig durchbewegt und in Boudinagen gelegt worden. Sie entstanden anscheinend durch s-parallele, K-reiche In-

jektionen in die Hüllgesteine, genauso wie viele Aplitgänge, die akkordant in den Hüllgesteinen sitzen.

Besonders verbreitet sind solche Aplitgänge im Bändergneis. Das Gneisgefüge wurde in vielen Fällen durch das aplitische Material derart innig durchdrungen und aufgeblättert, daß typische lit-par-lit-Texturen zustande kamen. Zwischen den hellen aplitischen und den dunklen gneisigen Lagen sind gewöhnlich alle erdenklichen Übergänge vorhanden. Innerhalb derartiger akkordanter Gänge wechseln unregelmäßig, d.h. keineswegs rhythmisch, stärkere, weiße, biotitfreie und dünnere, graue, biotithaltige Lagen, in die hie und da auch noch feine, nicht lang aushaltende biotitreiche Schnüre eingeschaltet sind. Dunkleres und helleres Teilgefüge sind hierbei einfach bis verworren miteinander verzahnt, hin und wieder kommen auskeilende Lagen vor. Die betreffenden Gesteine besitzen eine deutliche Lagetextur. Wie das mikroskopische Bild zeigt, wurde mehrfach ein wechselnd großer Teil des Biotits zusammen mit weiteren Bestandteilen aus dem angrenzenden Gneis in das aplitische Gestein übernommen. Ererbter Biotit ist zumeist feinschuppig, nur wenige Blätter erreichen bis zu 1 mm große Durchmesser.

Anders als akkordante aplitische Gänge in Hüllgesteinen weisen jüngere, diskordant die Gesteine durchschlagende Gänge stets ganz scharfe Grenzen auf (vgl. auch 3.4.1).

Mechanisch nur schwach beanspruchte feinkörnige aplitische Ganggesteine zeigen in der Regel ein mehr oder weniger wechselkörniges, panxenomorphes, richtungsloses Gefüge (Abb. 185). Aus diesem Rahmen fallen naturgemäß eingeregelte Altbestandteile, voran Biotit, die aus den Nebengesteinen in die injizierten Gänge übernommen wurden. Mit zunehmender Korngröße und Farbzahl geht das aplitische Gefüge in ein pegmatitisches (Abb. 184), öfter auch in ein hypidiomorph-körniges bis serial porphyrisches granitisches Gefüge über.

Da aber die Gesteine außerhalb der Bereiche Kara Orman bis Aspri Ammos und Loutra Eleftheron zumeist unter Streß erstarrten und noch postintrusiv stark durchbewegt wurden, kommen die oben erwähnten Gefügebilder nur noch reliktisch vor. An ihre Stelle treten statistisch geregelte, hetero- bis serial prophyroklastische blastomylonitische Gefüge. Die Feldspäte sind mehr oder weniger in b gestreckt bis kräftig in ab ausgewalzt, so daß sie in bc als Linsen, Spindeln oder lange Schnüre, in ac als rundliche oder gedrungene augen- und linsenförmige Gebilde hervortreten. Um die Feldspäte herum fließt

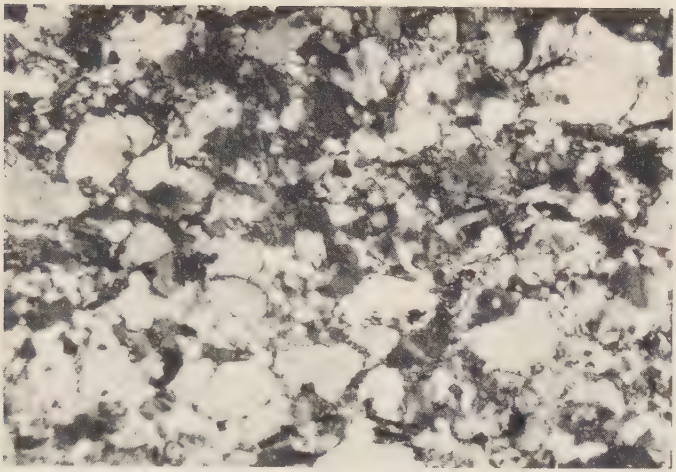


Abb. 185: Blastomylonitisch schwach überformter akkordanter Aplitgang in Bändergneis; Probe-Nr. 73, Dünnschl.-Nr. 4565.- Quarz tritt bevorzugt in einzelnen kleinen Körnern zwischen den wechselnd großen, fremdgestaltigen Plagioklasen und Mikroklinen auf, z.T. ist er rekristallisiert (3,1 x 2,2 mm, Nic. +).

Abb. 186: Blastomylonitisch kräftig verformtes leukokrates Ganggestein; Probe-Nr. 53, Dünnschl.-Nr. 4198; Schnitt // ac.- Der unter Streß kristallisierte bzw. rekristallisierte, mit seiner kristallographischen c-Achse in ac eingeregelte Quarz fließt in kurzen Bahnen um die nur schwach in s ausgelängten Feldspatporphyroklasten (14,5 x 10,4 mm, Nic. +).

unter Streß gewachsener Quarz in Zügen aus stark heteroblastischen, der Form und dem inneren Bau nach straff geregelten Körnern (Abb. 186). Die Textur ist demnach, genauso wie bei den Tektoniten der Tiefengesteine, lentikular-flaserig bis -spindelig. In bc wechseln gewöhnlich Quarzbahnen mit K-Feldspat- und Plagioklaszeilen, denen ab und zu auch noch kurze Glimmersträhnen sich gesellen. Die Gesteine sehen daher gebändert aus.

Alles in allem ist das Gefüge durchbewegter Ganggesteine demjenigen blastomylonitisch überformter Tiefengesteine ähnlich (vgl. 5.2.3 und 5.3.3). Doch wirken mechanisch beanspruchte Ganggesteine makroskopisch - im Gegensatz zu ihren Nebengesteinen - gewöhnlich massig, kaum verschiefert. Erst mit dem Hammerschlag spalten sie nach ebenen Flächen, auf denen ausgezeichnete, im Vergleich zu den Nebengesteinen viel kräftiger ausgeprägte b_2-Lineare erscheinen. Derartige Lineare fehlen jedoch immer wieder den steilen Gängen, die akkordant in Bändergneis im Bereich N bis NW Kavala sitzen, wo eine ältere Faltenachse (B_1) festgestellt wurde (vgl. 3.2). Sehr gut in Platten von einigen cm Dicke spalten vor allem blastomylonitisch stark überprägte Ganggesteine im Raum Elaiochorion-Pholea. Hie und da, und namentlich im Bereich N Myrtophyton, kommen leukokrate Ganggesteine vor, die ausgezeichnet in b gestengelt sind. Allerdings gehen die dünnen Stengel mit dem Hammerschlag nur schwer auseinander.

In Granitblastomylonit sitzende Eruptivgesteinsgänge sind, anders als bei den Granodioritgesteinen des S-Bereiches, selten. Sie verlaufen vornehmlich s-parallel, so daß sie mit hellen Lagen des Granitblastomylonits verwechselt werden können. Beobachtet man aber diese Lagergänge aufmerksam, so stellt man fest, daß sie nie so glimmerreich und gut verschiefert sind wie helle Granitblastomylonitlagen.

Im Kontaktbereich des Granitblastomylonits gegen kristallinen Kalk sind örtlich aplitische bis pegmatitische Kalksilikatgesteine sehr verbreitet. Diese dringen in Klüfte und s-Flächen des Granitblastomylonits ein und weiten sein Gefüge auf, ohne daß hierbei richtige Gänge entstehen. Mitunter wird der Granitblastomylonit in Schollen aufgelöst, die im aplitischen oder pegmatitischen Gestein schwimmen. Ein solches Beispiel liefern klinopyroxenhaltige aplitische bis pegmatitische Gesteine, die beim Kilometer 7,3 der Straße Sidirochorion-Pholea anstehen. Derartige Gesteine entwickeln sich indes des öfteren ganz allmählich aus dem Granitblastomylonit.

Verwandt mit leukokraten Ganggesteinen sind durch Imbibitionen

in situ aplitisierte Bereiche verschiedener Gesteine, die in gangähnlicher Form auftreten und einen mehr oder weniger aplitischen Habitus aufweisen. Hierher gehören zahlreiche helle Schnüre der Bändergneise, einzelne aplitische Lagen des Granitblastomylonits, schlierenartige aplitische Bereiche in Granodiorit und Granodioritblastomylonit sowie Teile verschiedenerlei, z.T. recht dunkler Gesteine, wie z.B. der Hornblende-Gneise, die von steilen NW-SE streichenden Klüften aus aplitisiert wurden (vgl. FISCHER 1964a, S. 392 sowie Kap. 3.4.1 dieser Arbeit). Die aplitisierten Bereiche gehen in das unveränderte Gesteinsgefüge ganz allmählich über. Nicht vollständig umgewandelte Teile des Nebengesteins bleiben oft als reliktische Einschlüsse in den aplitisierten, gangähnlichen Gesteinsbereichen zurück.

In die Augen fallen hie und da Spalten sowie Hohlräume der Ganggesteine, die mit mm-großen Albit- oder Quarzkristallen, seltener auch mit Biotitblättern ausgekleidet sind.

Da Ganggesteine in der Regel viel schwächer verschiefert sind als ihre Nebengesteine, verwittern sie wesentlich langsamer als diese. Gänge, die in Eruptivgesteinen sitzen, sind außerdem beträchtlich kleinerkörnig als ihre Wirte, was ebenfalls dazu führt, daß sie nicht leicht angegriffen werden. Im Gelände, insbesondere an der Meeresküste, kann man daher immer wieder Gänge beobachten, die wie Gerippe aus dem übrigen Gestein ragen.

5.4.1.1.4 Die Minerale

Quarz. Die Eigenschaften des Quarzes in den leukokraten Ganggesteinen weichen nur geringfügig von denjenigen der Gesteine ab, in denen die jeweiligen Gänge sitzen. Etwaige Unterschiede zwischen den Quarzen der einzelnen Proben sind vor allem durch deren Fundort, in weit geringerem Maß durch die Art des Ganggesteins bedingt.

Unter einseitigem Druck gewachsener bzw. rekristallisierter Quarz umfließt die Feldspäte oder dringt in sie hinein. Besonders auffallend sind in durchbewegten Gängen die häufigen Querrisse der Plagioklase und K-Feldspäte, die durch Quarz verheilt worden sind.

Nicht rekristallisierte Altquarzkörner liegen vielfach in Feldspäten als Einschlüsse vor. Solche Quarze sind unregelmäßig gestaltet, eckig, tropfenförmig oder gerundet, oft mit Anklängen an sechs-

eckige Formen, seltener vollständig hexagonal. Bei zonargebauten Plagioklasen sind sie bevorzugt auf die äußere Schale beschränkt. In K-Feldspäten kommen die Quarzkörner ebenfalls in den Randbereichen angereichert vor, doch können sie auch noch im ganzen K-Feldspatkristall angetroffen werden. Optisch sind sie untereinander und zum externen Quarz unterschiedlich orientiert.

Bemerkenswert sind in den Proben Nr. 56,63,75 granophyrische Verwachsungen von Quarz und K-Feldspat (Abb. 184). Die Quarzstengel sind mehr oder weniger mechanisch beansprucht worden; an Stellen, wo der K-Feldspatwirt zersprungen ist, sind sie teilweise oder gänzlich zu kleinen Quarzkörnern rekristallisiert, die sich zum Teil in den Sprüngen des K-Feldspats angesiedelt haben - die ehemalige Gestalt der Quarzstengel ist entweder verschwunden oder tritt nur noch verschwommen hervor (Abb. 66). In der Probe Nr. 75 kommen außerdem granophyrische Plagioklas-Quarz-Verwachsungen vor (s. 4.2.7).

Plagioklas. Nur wenige Gänge sind mechanisch so schwach beansprucht worden, daß die Plagioklase ihre ursprüngliche Gestalt beibehalten konnten. In den mehr oder weniger durchbewegten Ganggesteinen weisen die Plagioklase hingegen in wechselndem Grad die bekannten kataklastischen Formen auf (s. 4.2.1).

Die von Gang zu Gang erheblich schwankende Korngröße der Plagioklase hängt von der Intrusionslage und dem Deformationsgrad des jeweiligen Ganggesteins ab. Bei der Mehrheit der Gänge überwiegen in bc Körner mit L = 200-350 μ, B = 100-200 μ, L/B = 3/2-3/1; in ac ist meist L/B = 1/1-2/1. Maximal können in einigen Proben Durchmesser bis zu 4 mm angetroffen werden. In den einzelnen Gängen schwankt das Plagioklas-Teilgefüge von schwach wechselkörnig bis serial porphyrisch.

Zonargebaute Plagioklase treten insbesondere in Proben aus dem Kavala-Gebiet auf. Ihre Eigenschaften ähneln im großen und ganzen denjenigen der zonargebauten Plagioklase des Granodiorits (vgl. unter "Plagioklas" in 5.2.4). Dies mögen folgende zwei Beispiele veranschaulichen (An-Gehalte in Mol.-%):

Kern	Zwischenzonen	Rand
30	1. 32, 2. 30 kontinuierlich abnehmend bis auf 27, 3. 26	24
23	1. 27, 2. 24, 3. 26	22

Indessen unterscheiden sich oft die aufeinander folgenden, überwiegend idiomorphen Schalen in ihrem Chemismus und dementsprechend in ihrer Indikatrixlage nur geringfügig, so daß sie nur mit Mühe er-

kennbar sind. Derart zonargebaute Plagioklase kann man namentlich bei Altalbiten (z.B. Probe Nr. 67) beobachten: Um den Kristallkern haben sich mitunter bis zu fünf, voneinander scharf abgegrenzte Zonen gebildet.

Im Symvolon-Gebirge kommt ein Zonarbau bei ursprünglich An-reichen Plagioklasen infolge des sekundären Ca-Verlustes und der damit einhergehenden Diffusionsvorgänge nur noch selten und selbst dann recht verschwommen zum Vorschein (vgl. 4.2.9).

Rund 46 % der Plagioklase der untersuchten Proben haben einen An-Gehalt zwischen 20 und 25 Mol.-% (Abb. 187). Da aber der Anteil von Ganggesteinen mit An-ärmeren Plagioklasen nicht unbedeutend ist, liegt der Mittelwert des An-Gehaltes aller Plagioklase bei 18,6 Mol.-% An-reichere Plagioklase wurden sekundär mehr oder weniger entkalkt; ursprünglich dürfte daher der An-Gehalt im Durchschnitt um 25 Mol.-% gelegen haben. Im einzelnen wurden folgende An-Gehalte (in Mol.-%) ermittelt:

Pr.-Nr.	An-Gehalt	Pr.-Nr.	An-Gehalt	Pr.-Nr.	An-Gehalt
53	23 (15-30)	63	9 (3-13)	71	21 (15-27)
55	25 (17-33)	64	19 (14-23)	73	22 (16-26)
56	21 (16-23)	66	26 (22-33)	76	22 (17-25)
57	19 (8-26)	67	4 (0-10)	78	21 (15-39)
59	17 (11-24)	68	18 (14-21)	80	21 (17-25)
61	13 (10-17)	69	17 (12-25)	82	23 (20-28)
62	7 (0-12)	70	23 (21-34)		

Relatives Alter. Im großen und ganzen verhalten sich Plagioklase der verschiedenen Generationen gegenüber ihren Gefügepartnern wie die entsprechenden Plagioklase des Granodiorits oder Granodioritblastomylonits und des Granitblastomylonits, besitzen also mit diesen gleiches relatives Alter (vgl. unter "Plagioklas" in 5.2.4 und 5.3.4 sowie 5.4.1.1.6).

Albit kommt vor allem in Gängen vor, die in Granitblastomylonit sitzen. Er ist teils aus Ca-armen Schmelzen ausgeschieden, gehört mithin der alten Plagioklasgeneration an, teils - genauso wie im benachbarten Granitblastomylonit - spätdeformativ auf Kosten älterer, An-reicherer Plagioklase und K-Feldspäte neu gewachsen (vgl. 4.2). Primäre Albite sind, ähnlich wie An-reichere Altplagioklase, älter als die meisten Mineralphasen und deutlich mechanisch verformt, sekundäre hingegen tektonisch weitgehend unversehrt.

K-Feldspat ist stark wechselkörnig. Größte Körner sind bei der Mehrzahl der Ganggesteine höchstens 2 mm lang; allein in den selte-

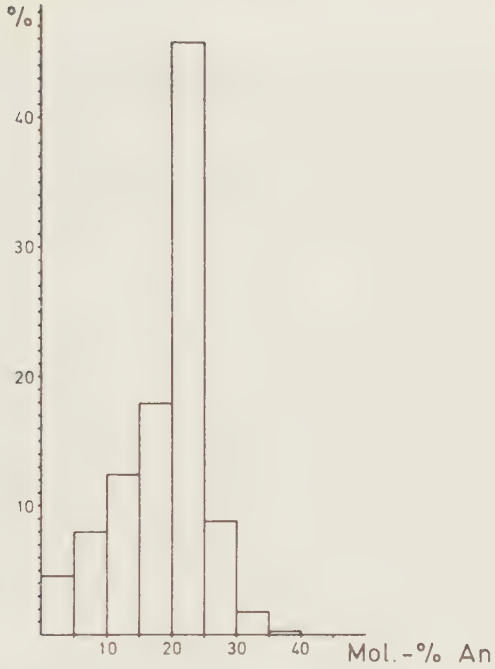


Abb. 187: Häufigkeitsverteilung der An-Gehalte der Plagicklase (Altplagioklas + junger Albit) in den leukokraten Ganggesteinen (20 Dünnschliffe).

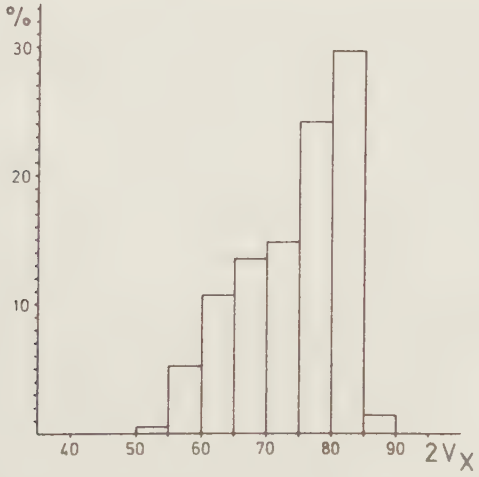


Abb. 188: Häufigkeitsverteilung der Achsenwinkel der K-Feldspäte in den leukokraten Ganggesteinen (18 Dünnschliffe).

nen pegmatitischen Gängen können K-Feldspatkristalle bis 2 cm lang werden.

Die Form der K-Feldspäte, weitgehend mit dem Deformationsgrad des Gesteins zusammenhängend, entspricht angenähert derjenigen der K-Feldspatkörner in dem Nebengestein, in dem der jeweilige Gang sitzt; beide Gesteine wurden ja von der Hauptphase der B_2-Tektonik betroffen.

Während Karlsbader Zwillinge wegen der allgemein geringen Korngröße zurücktreten, ist das Mikroklingesetz weit verbreitet. Dennoch kommen voll gegitterte Körner nur ausnahmsweise vor (s. 4.3.3).

Aufgrund seiner optischen Eigenschaften liegt K-Feldspat zum größten Teil als ein Maximum-Mikroklin vor; in abnehmender Menge sind jedoch alle Übergangsstufen bis zum Orthoklas vertreten. $2V_X$ variiert z.B. zwischen 54 und 89° mit größter Häufigkeit im Bereich 75-85° (Abb. 188). Im einzelnen habe ich nachstehende $2V_X$-Werte ermittelt:

Pr.-Nr.	$2V_X$	Pr.-Nr.	$2V_X$	Pr.-Nr.	$2V_X$
53	74° (58-81°)	62	76° (64-85°)	69	77° (69-89°)
55	68° (61-76°)	63	78° (61-84°)	70	64° (59-70°)
56	73° (60-84°)	64	81° (79-84°)	73	75° (57-84°)
57	81° (75-84°)	66	66° (58-80°)	76	81° (77-85°)
59	77° (65-82°)	67	75° (67-87°)	78	71° (56-84°)
61	79° (71-84°)	68	74° (54-84°)	80	79° (67-81°)

Relatives Alter. Wie beim Granodiorit oder Granodioritblastomylonit und Granitblastomylonit (s. unter "K-Feldspat" in 5.2.4 und 5.3.4).

Biotit, der vorherrschende dunkle Bestandteil fast aller leukokraten Ganggesteine, ist zum überwiegenden Teil rekristallisiert. Aufgrund seiner optischen Eigenschaften entspricht er einem Meroxen oder Lepidomelan. Die mittlere Größe und der Längen-Breiten-Index der Biotitscheiter ändern sich von Probe zu Probe offenbar wegen der unterschiedlichen Abkühlungsdauer sowie des verschiedenen Deformationsgrades der einzelnen Gänge beträchtlich. Meist ist bei Altbiotiten L(//(001))/B(⊥(001)) = 1/1-3/1, bei rekristallisierten Biotiten L/B = 2/1-3/1 in ac, L/B = 3/1-5/1 in bc. Größte Schuppen haben gewöhnlich ca. 500 μ große Durchmesser (max. 8 mm). In pegmatitischen Gängen können Biotitschuppen Durchmesser von über 1 cm erreichen. Ziemlich groß werden in der Regel Biotitblätter auf Salbändern mafit-, voran hornblendereiche Nebengesteine durchschlagender Gänge.

Relatives Alter. Ein wechselnder Teil des Biotitbestandes der leukokraten Lagergänge, die in Bändergneis sitzen, ist aus ihrem Wirtgestein übernommen. Derartige ererbte Biotite gleichen völlig den Gneisbiotiten. Oft sind sie in Gangmineralen eingeschlossen und stehen mit ihrer Basis stets parallel zum Gneis-s.

In den Gängen selbst kristallisierte oder rekristallisierte Biotite zeigen im allgemeinen das gleiche relative Alter wie die entsprechenden Biotite des Granodiorits bzw. Granodioritblastomylonits und des Granitblastomylonits (vgl. unter "Biotit" in 5.2.4 und 5.3.4).

Muscovit kommt in feinen Sericitschüppchen oder auch in größeren, stark wechselkörnigen Scheitern vor, deren L/B-Verhältnis großenteils um 3/1 in ac und 4/1 in bc pendelt.

Doppelbrechung. Es ist überwiegend $\Delta = 0{,}034-0{,}036$.

Relatives Alter. Muscovit ist, genauso wie beim Granitblastomylonit, eine der jüngsten Komponenten der leukokraten Ganggesteine (vgl. 4.5 sowie unter "Muscovit" in 5.3.4).

Chlorit ist mit wenigen, vorwiegend pseudomorph nach Biotit gewachsenen Schuppen nur in einem geringen Teil der untersuchten Proben vertreten.

Hornblende. Die meisten der leukokraten Ganggesteine, insbesondere die granitisch zusammengesetzten, sind hornblendefrei. Von den entnommenen Proben führen geringe Beträge an Hornblende nur die Nr. 54 (aplitischer Granodioritgang in hellem Granodiorit) und Nr. 55 (Plagiaplitgang in Amphibolit). In beiden Gesteinen sehen die Hornblendekörner verbogen, zersprungen, mitunter auch kräftig zerlappt aus; ihre Form ist offenbar hauptsächlich mechanisch bedingt.
Die optischen Eigenschaften der Hornblenden dieser Gänge stimmen allgemein mit denen ihrer Nebengesteine gut überein.

Relatives Alter. Gegenüber den meisten Komponenten der oben erwähnten Proben erweisen sich die Hornblendekörner immer wieder als ältere Mineralphasen. Anscheinend sind sie aus den Nebengesteinen der Gänge übernommen worden.

Granat, untergeordnet nur in wenigen Proben (Nr. 63,69,76) zugegen, bildet Körner von meist 100-250 μ ø (max. um 1 mm ø), die, soweit von der Tektonik verschont, eigengestaltige bis stark eingebuchtete oder pseudopodienartige allotriomorphe Umrisse zeigen (Abb. 70).

Mit bloßem Auge erscheinen die Granatkörner mittelrot (um 10/D/5), u.d.M. blaßgelb (z.B. weingelb: 3/B/3, sandfarbig: 4/B/3) bis blaßrot (8/A,B/3), seltener hellgelb (z.B. weizengold: 4/B/5) bis hellrot. Bisweilen wird durch Farbunterschiede innerhalb der Kristalle ein Zonarbau angedeutet.

Granat ist nicht gleichmäßig über das Gefüge verteilt, sondern reichert sich in mehr oder weniger aufgelockerten Nestern oder Schlieren an.

Relatives Alter. Als Einschlüsse in Granat kommen Apatit, Orthit, Plagioklas, K-Feldspat, seltener auch Titanit und Quarz vor. Kurze Granatfortsätze dringen längs Sprüngen in mechanisch beanspruchte K-Feldspatkörner vor, doch sind viele Granatkörner teilweise oder gänzlich in K-Feldspat eingebettet. Um die Granatkörner erscheinen immer wieder ziemlich breite biotitarme oder -freie Höfe. Rekristallisierter, in s eingeregelter Biotit, der außerhalb der Höfe vorkommt, ist offenbar älter als Granat.

Rekristallisierter Quarz umfließt gewöhnlich die Granatkörner oder füllt ihre Lücken, Sprünge und randlichen, mechanisch bedingten Einbuchtungen aus. Kleine Granatstücke können vollständig in Quarz eingeschlossen sein. Dennoch kann man hie und da rekristallisierte Quarzkörner beobachten, die von Granat umwachsen sind. Sprünge der Granate sind mitunter auch noch durch einen jungen Biotit verheilt worden. Dieser Biotit, der mit (001) senkrecht zu den Sprungwänden steht, ist vermutlich auf Kosten des Granats entstanden; denn er ist ausschließlich auf die Granatkörner beschränkt.

Anscheinend bildete sich Granat in seiner Hauptmenge nach K-Feldspat, aber vor rekristallisiertem Quarz, z.T. auf Kosten des Biotits wie die Reaktionsgleichung in 4.8 verdeutlicht.

Apatit. In mechanisch nicht allzu stark beanspruchten Ganggesteinen sind Schnitte quer zur c-Achse der Apatitkristalle sechsseitig mit scharfen Kanten, Schnitte // c säulig bis nadelig, vielfach ohne besonders gut entwickelten Pyramidenenden.

Werden die kleinen Apatitnadeln, die vor allem in Feldspäten eingeschlossen sind, nicht berücksichtigt, so zeigen die meisten Apatite: L(//c) = 80-170 μ (max. ca. 2 mm), B(⊥c) = 30-70 μ (max. ca. 1 mm), L/B = 2/1-3/1, wobei die Größe der Kristalle gewöhnlich in gleichem Maß mit zunehmender mittlerer Korngröße der Gesteine steigt.

Allgemein besteht zwischen den Apatitpopulationen der vorliegenden Gesteine und jenen der granodioritischen und granitischen Tiefengesteine des Arbeitsgebietes eine große Ähnlichkeit. In bezug auf Kristallisationsalter, mechanische Deformation und Regelung gilt das in den Abschnitten 4.9, 5.2.4 und 5.3.4 Gesagte.

Monazit kommt sporadisch in kleinen Körnern vor, die vornehmlich in Apatit eingeschlossen sind.

Zirkon ist in den leukokraten Ganggesteinen nur spurenhaft vertreten. Insbesondere fein- bis kleinkörnige aplitische Gänge enthalten sehr geringe Mengen an Zirkon. Gröberkörnige Ganggesteine mit einem Granitgefüge und höherem Gehalt an mafischen Bestandteilen sind hingegen deutlich zirkonreicher.

Die Zirkonkristalle sind idiomorph, langprismatisch, öfter auch zonar gebaut. Sie zeigen mithin charakteristische Züge "magmatischer" Zirkone. Ziemlich große, rundliche Zirkone, die anscheinend nicht authigen sind, finden sich vereinzelt neben den vorherrschenden magmatogenen Kristallen in Gängen, die Hüllgesteine durchsetzen.

Kleine, überwiegend sehr schlanke bis nadelige Zirkoneinschlüsse älterer Mineralphasen (Apatit, Orthit, Quarz, K-Feldspat und vor allem Plagioklas) sind, genauso wie bei den übrigen magmatogenen Gesteinen des Arbeitsgebietes, regellos in ihre Wirtkörner eingebettet (vgl. unter "Zirkon" in 5.2.4). Demgegenüber sind frei in mechanisch beanspruchten Ganggesteinen liegende oder in rekristallisiertem Quarz eingeschlossene Zirkone mit ihrer kristallographischen c-Achse statistisch in b des Gefüges eingeregelt.

In rekristallisiertem Biotit eingeschlossene Zirkone haben, ähnlich wie bei allen anderen Gesteinen des untersuchten Gebietes, keine oder nur ganz schwache pleochroitische Höfe um sich erzeugt.

Relatives Alter: Wie beim Granodiorit (s. 5.2.4).

Titanit. Xenomorphe und hypidiomorphe, wachstumsbehinderte Kristalle sind bei weitem vorherrschend. Nicht selten haben sich derartige Körner zu Insekteneierhaufen zusammengeballt.

Die Größe der Titanitkörner wechselt von Probe zu Probe ziemlich stark, doch schwankt ihr größter Durchmesser zumeist im Bereich 50-100 μ (max. 500 μ).

Relatives Alter. Titanit erweist sich in den meisten Fällen, genauso wie bei den anderen Eruptivgesteinen des Arbeitsgebietes,

als ein sekundäres Mineral, das namentlich auf Kosten des Biotits und des Plagioklases entstand.

Orthit kommt spurenhaft in den meisten Dünnschliffen der leukokraten Ganggesteine vor. Mechanisch unversehrte Orthite sind in der Zone [010] zum größten Teil voll idiomorph. Einfache Zwillinge mit (100) als Zwillingsfläche sind häufig. Die Durchschnittsgröße der Orthitkörner wechselt von Gestein zu Gestein erheblich; allgemein geht sie mit der mittleren Korngröße des jeweiligen Muttergesteins einher. Charakteristisch für die Orthite mehrerer Proben ist, daß sie entweder einen sehr dünnen bzw. unvollkommen entwickelten oder gar keinen Epidotmantel tragen.

Farbe. Es ist meist:

Z olivbraun, gelbbraun, honiggelb (4,5/D,E/5,6)
Y dunkelbraun (wie z.B. kastanienbraun) (6,7/E,F/7,8)
X farblos bis hellgraugelb (1-3/B/3,4)

Z und Y können zuweilen erheblich heller sein; in extremen Fällen ist eine Farbe kaum noch wahrnehmbar. Praktisch farblos ist außerdem mehrmals der Rand zonargebauter Körner.

$\Delta(n_Z-n_X) = 0{,}015-0{,}026$

$2V_X = 66°, 68°, 71°, 82°$

$X/c = 28°, 34°, 37°, 38°$

Relatives Alter. Wie in Granodiorit bzw. Granodioritblastomylonit und Granitblastomylonit (vgl. 5.2.4 u. 5.3.4).

Epidot ist untergeordnet nur in einem Teil der untersuchten Dünnschliffe vorhanden. Er erscheint als mehr oder weniger lappiger Mantel um Orthitkristalle (vgl. jedoch unter "Orthit" in diesem Kap.) oder bildet verschieden große, fremdgestaltige bis teilidiomorphe selbständige Körner, die in erster Linie an Plagioklas und Biotit gebunden sind.

$\Delta(n_Z-n_X) = 0{,}023-0{,}037$

Relatives Alter. Der sekundär entstandene Epidot scheint großenteils jünger als viele, ebenfalls sekundäre Minerale zu sein, jedoch älter als Muscovit oder junger Albit (s. 4.15 u. 5.3.4).

Erz kommt oft in deutlich ansehnlicheren Beträgen vor als andere Akzessorien. Trotz der bestehenden Unterschiede zwischen den einzelnen Gruppen der leukokraten Ganggesteine, lassen sich in bezug auf ihre Erzmineralparagenesen große Ähnlichkeiten erkennen. Die

Größe der Erzkörner wechselt erheblich sowohl von Gestein zu Gestein wie auch innerhalb ein und derselben Probe. Allgemein hängt sie mit der mittleren Korngröße des jeweiligen Ganggesteins zusammen. Größte Körner erreichen in den meisten Proben Durchmesser zwischen 100 und 300 µ. Folgende Erzminerale habe ich festgestellt: Magnetit, Ilmenit, Pyrit, Hämatit, Eisenhydroxide und -hydrate, Rutil, Leukoxen.

Magnetit ist die häufigste Erzkomponente in nahezu allen untersuchten Proben der leukokraten Ganggesteine. Neben jungen Magnetitkörnern treten in einigen in Granodiorit sitzenden Gängen auch noch ältere, in Biotit eingeschlossene Magnetite auf. Ilmenit ist mir in geringen Mengen nur in wenigen leukokraten Ganggesteinen begegnet. Dennoch enthalten manchmal randliche Bereiche leukokrater Gänge, die in Bändergneis sitzen, zahlreiche Ilmenitkörner, welche sie offenbar aus dem Gneis übernommen haben. Pyrit ist mit überwiegend hypidiomorphen Kristallen nur in wenigen Schliffen vertreten. Leukoxen stellt in allen Proben eine der häufigsten Erzkomponenten.

5.4.1.1.5 Modaler Mineralbestand

Siehe Tabelle 16 und Abbildungen 189, 190.

5.4.1.1.6 Kristallisationsabfolge

Die Kristallisationsabfolge der Mineralphasen der leukokraten Ganggesteine unterscheidet sich nur unwesentlich von derjenigen des Granodiorits oder Granodioritblastomylonits und des Granitblastomylonits (s. Tab. 12 und 15). Quarz begann sich bei einigen Gängen bereits während der letzten Stadien der primären Plagioklaskristallisation auszuscheiden.

5.4.1.2 Die porphyrartigen Ganggesteine

5.4.1.2.1 Bezeichnung

Maßgebend für die Nomenklatur der vorliegenden Gesteine ist ihr porphyrisches Gefüge, und insbesondere die vorhandenen Plagioklaseinsprenglinge. Darüber hinaus wurden der Grad der blastomylonitischen Deformation sowie der quantitative Mineralbestand berücksichtigt (s. Verzeichnis der Proben in Tab. 1).

Tabelle 16 : Modaler Mineralbestand der leukokraten Ganggesteine

Anal.-Nr.	141	142	143	144	145	146	147	148
Probe-Nr.	56	58	59	60	61	62	63	67
Schl.-Nr.	4563	3610	3640	3599	3628	3653	4562	3654
Quarz	24,9	36,1	30,9	30,8	25,3	39,3	26,1	33,7
Plagioklas	25,5	32,9	31,2	35,7	39,7	19,2[1]	27,1[2]	31,8[3]
K-Feldspat	48,3	25,0	33,4	29,0	30,7	40,0	45,2	29,6
Biotit	0,6	5,0	3,8	2,5	3,4	Sp.	0,6	2,8
Muscovit	0,1	0,1	0,5	1,5	0,9	1,1	0,4	1,3
Chlorit	-	-	-	0,2	-	-	-	-
Hornblende	-	-	-	-	-	-	-	-
Granat	-	-	-	-	-	-	0,3	-
Apatit	-	Sp.	Sp.	Sp.	Sp.	-	-	-
Titanit	Sp.	-	Sp.	Sp.	Sp.	Sp.	Sp.	0,2
Orthit u. Epidot	-	Sp.	Sp.	Sp.	Sp.	-	-	Sp.
Erz	0,6	0,9	0,2	0,3	Sp.	0,4	0,3	0,6
Q	24,9	36,1	30,9	30,8	25,3	39,3	26,1	33,7
F	73,8	57,9	64,6	64,7	70,4	59,2	72,3	61,4
M	1,3	6,0	4,5	4,5	4,3	1,5	1,6	4,9
Q	25,2	38,4	32,3	32,2	26,4	39,9	26,5	35,4
A	48,9	26,6	35,0	30,4	32,1	52,9	49,8	53,6
P	25,9	35,0	32,7	37,4	41,5	7,2	23,7	11,0
M	1,7	9,4	6,5	6,5	5,8	2,5	2,2	7,4
A	64,3	39,1	48,3	41,9	41,1	85,8	66,2	76,8
P	34,0	51,5	45,2	51,6	53,1	11,7	31,6	15,8

1 Bei 63 % der Plagioklaskörner ist der An-Gehalt niedriger als 5 Mol.-%.
2 Bei 14 % der Plagioklaskörner ist der An-Gehalt niedriger als 5 Mol.-%.
3 Bei 67 % der Plagioklaskörner ist der An-Gehalt niedriger als 5 Mol.-%.

Tabelle 16 : Modaler Mineralbestand der leukokraten Ganggesteine

Anal.-Nr.	149	150[1]	151[2]	152	153	154	155	156
Probe-Nr.	68	69	69	70	71	72	73	74
Schl.-Nr.	4583		4206	4228	4592	4205	4565	4560
Quarz	36,8	30,8	31,3	27,7	29,2	37,2	30,3	48,6
Plagioklas	31,9	23,0	23,4	37,1	21,3	35,4	34,0	28,4
K-Feldspat	28,0	43,1	43,9	33,0	43,1	25,2	33,5	19,2
Biotit	0,3	0,6	0,6	1,8	6,1	0,5	1,8	2,5
Muscovit	2,8	Sp.	Sp.	Sp.	Sp.	1,5	Sp.	0,3
Chlorit	-	-	-	-	0,3	-	0,2	0,1
Hornblende	-	-	-	-	-	-	-	-
Granat	-	2,1	0,4	-	-	-	-	-
Apatit	-	Sp.	Sp.	Sp.	Sp.	-	Sp.	0,2
Titanit	Sp.	Sp.	Sp.	Sp.	Sp.	Sp.	-	0,1
Orthit u. Epidot	Sp.	Sp.	Sp.	Sp.	-	Sp.	0,1	Sp.
Erz	0,2	0,4	0,4	0,4	Sp.	0,2	0,1	0,6
Q	36,8	30,8	31,3	27,7	29,2	37,2	30,3	48,6
F	59,9	66,1	67,3	70,1	64,4	60,6	67,5	47,6
M	3,3	3,1	1,4	2,2	6,4	2,2	2,2	3,8
Q	38,1	31,8	31,8	28,3	31,2	38,0	31,0	50,5
A	28,9	44,5	44,5	33,7	46,0	25,8	34,2	20,0
P	33,0	23,7	23,7	38,0	22,8	36,2	34,8	29,5
M	5,2	4,5	2,0	3,0	9,0	3,5	3,1	7,4
A	44,3	62,3	63,9	45,6	60,9	40,1	48,1	37,4
P	50,5	33,2	34,1	51,4	30,1	56,4	48,8	55,2

1 Gesamtmodalanalyse: Granatarmer Teil 94,3 Vol.-% + granatführende Schlieren 5,7 Vol.-%, die zu ± 30 Vol.-% aus Granat bestehen.

2 Granatarmer Teil des Vorkommens Nr. 69.

Tabelle 16 : Modaler Mineralbestand der leukokraten Ganggesteine

Anal.-Nr.	157	158	159	160	161	162	163
Probe-Nr.	75	76	77	78	79	80	81
Schl.-Nr.	3614	3639	4203a	3635	4597	4561	4587
Quarz	32,9	36,0	26,9	38,0	43,9	31,4	38,2
Plagioklas	27,4	27,9	20,3	27,9	29,2	33,3	34,2
K-Feldspat	39,3	34,3	50,4	27,1	16,5	34,7	26,4
Biotit	Sp.	Sp.	2,2	4,9	10,4	0,2	1,1
Muscovit	0,4	1,3	Sp.	0,6	Sp.	0,4	0,1
Chlorit	-	Sp.	-	-	-	-	-
Hornblende	-	-	-	-	-	-	-
Granat	-	Sp.	-	-	-	-	-
Apatit	-	Sp.	Sp.	0,6	Sp.	-	Sp.
Titanit	-	Sp.	Sp.	Sp.	Sp.	Sp.	Sp.
Orthit u. Epidot	-	Sp.	Sp.	Sp.	-	Sp.	-
Erz	Sp.	0,5	0,2	0,9	Sp.	Sp.	Sp.
Q	32,9	36,0	26,9	38,0	43,9	31,4	38,2
F	66,7	62,2	70,7	55,0	45,7	68,0	60,6
M	0,4	1,8	2,4	7,0	10,4	0,6	1,2
Q	33,0	36,7	27,6	40,8	49,0	31,6	38,7
A	39,5	34,9	51,6	29,2	18,4	34,9	26,7
P	27,5	28,4	20,8	30,0	32,6	33,5	34,6
M	0,6	2,8	3,3	11,3	18,5	0,9	1,9
A	58,6	53,6	68,9	43,7	29,4	50,6	42,7
P	40,8	43,6	27,8	45,0	52,1	48,5	55,4

Tabelle 16 : Modaler Mineralbestand der leukokraten Ganggesteine

Anal.-Nr.	165	166	167	168	169	170	172	173
Probe-Nr.	57	65	53	54	64	66	55	82
Schl.-Nr.	3613	4579	4198	4564	3652	4535	4234	3629
Quarz	28,2	65,7	24,0	26,9	39,2	29,9	13,7	44,7
Plagioklas	33,4	10,6	47,5	55,8	37,8	42,2	77,9	49,1
K-Feldspat	37,4	23,0	25,4	11,1	17,0	19,2	5,5	0,7
Biotit	1,0	0,3	1,9	5,0	0,2	7,4	-	5,4
Muscovit	Sp.	0,4	Sp.	Sp.	4,0	Sp.	Sp.	Sp.
Chlorit	-	-	0,4	0,4	-	-	-	-
Hornblende	-	-	-	Sp.	-	-	2,0	-
Granat	-	-	-	-	-	-	-	-
Apatit	Sp.	-	Sp.	0,1	-	0,2	0,1	0,1
Titanit	Sp.	Sp.	Sp.	0,1	Sp.	0,2	0,5	-
Orthit u. Epidot	Sp.	-	Sp.	0,3	-	0,3	0,3	Sp.
Erz	Sp.	Sp.	0,8	0,3	1,8	0,6	Sp.	Sp.
Q	28,2	65,7	24,0	26,9	39,2	29,9	13,7	44,7
F	70,8	33,6	72,9	66,9	54,8	61,4	83,4	49,8
M	1,0	0,7	3,1	6,2	6,0	8,7	2,9	5,5
Q	28,5	66,2	24,8	28,7	41,7	32,8	14,1	47,3
A	37,8	23,1	26,2	11,8	18,1	21,0	5,7	0,7
P	33,7	10,7	49,0	59,5	40,2	46,2	80,2	52,0
M	1,4	2,0	4,1	8,5	9,9	12,4	3,4	9,9
A	52,1	67,1	33,4	15,2	28,0	27,4	6,3	1,3
P	46,5	30,9	62,5	76,3	62,1	60,2	90,3	88,8

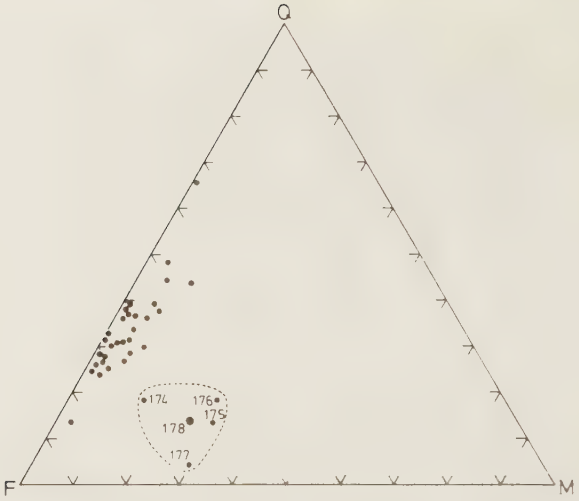


Abb. 189: Die Modalanalysen der magmatischen Ganggesteine des Symvolon-Gebirges und des Kavala-Gebietes im QFM-Dreieck. Die gestrichelte Linie umfaßt das Feld der porphyrartigen Ganggesteine.

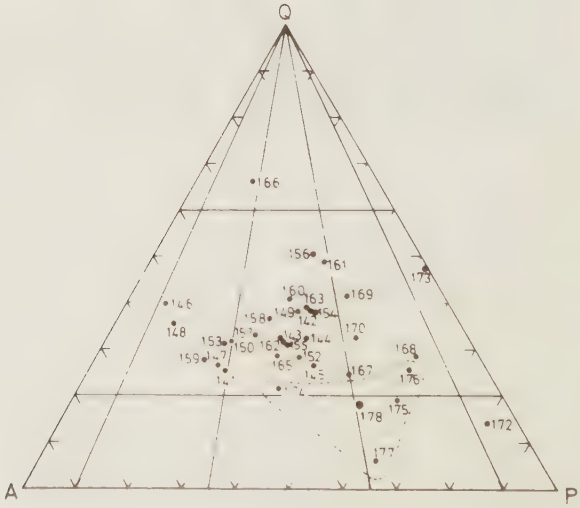


Abb. 190: Projektion der Modalanalysen der magmatischen Ganggesteine des Symvolon-Gebirges und des Kavala-Gebietes in das QAP-Dreieck. Die gestrichelte Linie umfaßt das Feld der porphyrartigen Ganggesteine.

Im QAP-Dreieck (Abb. 190) liegt der Schwerpunkt der untersuchten Proben im Feld der Quarzmonzodiorite. Das arithmetische Mittel der Farbwerte beträgt M = 25,5 (s. Abb. 189 und Modalanalysen Nr. 174-178 in Tab. 17).- Vgl. auch 5.1.

5.4.1.2.2 Vorkommen

Insgesamt sind mir neun Gänge porphyrartiger Eruptivgesteine in der Nähe der Meeresküste begegnet, und zwar die meisten im Vorberg S Nea Iraklitsa und je einer am E-Rand von Palios, im Vorberg der Stadt Kavala und bei Aspra Chomata (E Kavala).

5.4.1.2.3 Geologisches Auftreten, Gefüge

Alle beobachteten Gänge sitzen in Granodioritgesteinen, ausgenommen des bei Aspra Chomata gefundenen, der kristallinen Kalk durchschlagen hat. Die Salbänder der in Granodioritgesteinen sitzenden Gänge sind in der Regel scharf. Demgegenüber hat der in kristallinen Kalk bei Aspra Chomata intrudierte Gang eine Kontaktmetasomatose des kristallinen Kalkes herbeigeführt, wobei eine 1 bis 10 cm dicke kalksilikatische Zone gebildet wurde. In ihrem Verlauf haben porphyrartige Gänge ab und zu Amphibolitschollen durchsetzt und z.T. eingeschlossen.

Bis auf einen porphyrartigen Gang im Raum S Nea Iraklitsa, der einen Aplitgang durchschnitten hat, sind mir keine weiteren porphyrartigen Gänge begegnet, die leukokrate Eruptivgesteinsgänge durchsetzen oder von diesen durchschlagen werden.

Abgesehen vom porphyrartigen Gang bei Aspra Chomata, der nur schwach mechanisch beansprucht wurde, erscheinen alle übrigen Gänge mehr oder weniger deutlich durchbewegt und blastomylonitisch überformt (Abb. 14). Eingeschlossene Granodiorit- oder Amphibolitschollen wurden von der Tektonik ebenfalls erfaßt und zusammen mit dem Ganggestein durchschert. Makroskopisch wirken die porphyrartigen Ganggesteine massig, kaum verschiefert. Doch mit dem Hammerschlag spalten sie gut nach ebenen s-Flächen, auf denen wiederholt b-Lineare zu erkennen sind.

Auf frischem Querbruch läßt sich eine dunkelgraue Grundmasse beobachten, in der bis zu einigen mm ø große, z.T. mechanisch bearbeitete, weiße Plagioklas- und nahezu schwarze Hornblendekörner schwimmen. Mitunter sind auch noch ganz feine, helle, nicht lang aushaltende Zeilen sichtbar, die hauptsächlich aus rekristallisiertem Quarz

bestehen. U.d.M. erweist sich die Grundmasse der Proben Nr. 83 und 84 als fein- bis sehr feinkörnig, der Proben Nr. 141b und 142 als dicht. Die Gesteine zeigen daher ein z.T. blastomylonitisch überformtes, porphyrisches bis porphyroklastisches Gefüge (Abb. 191-194). Die Probe Nr. 83 weist Anklänge an ein serial porphyroklastisches Gefüge auf.

Bemerkenswert sind in der Probe Nr. 141b mehrere verschwommen umrissene, ellipsoidförmige Gebilde, etwa in der Form und Größe der anwesenden Großplagioklase -, die vorwiegend aus winzigen, kaum erkennbaren hellen Körnern (Plagioklas, vermutlich auch Quarz und K-Feldspat) und wenigen, in s eingeregelten Biotitschüppchen bestehen. Biotitreiche Grundmassebahnen biegen um diese Gebilde herum. Offenbar handelt es sich bei den leukokraten Kornhaufen um Umwandlungsprodukte während der Gangintrusion oder etwas später unbeständig gewordener Minerale. In Frage kommen vor allem Pyroxene, die durch Reaktion mit K_2O, Na_2O und H_2O in neue, den geänderten PTX-Zuständen besser angepaßten Paragenesen übergegangen sind.

5.4.1.2.4 Die Minerale

Quarz ist in den untersuchten porphyrartigen Ganggesteinen nicht besonders reichlich vorhanden. In den Proben Nr. 141b und 142 konnte ich ihn nur spärlich als kleine rundliche oder angenährt sechseckige Einschlüsse der Plagioklase beobachten. Doch liegt Quarz offenbar in Form submikroskopischer Körner in der dichten Grundmasse dieser Gesteine vor, wie aus dem aufgrund der chemischen Analyse errechneten Modus zu schließen ist.

In den Proben Nr. 83 und 84 bildet Quarz kleine Nester oder kurze Bahnen zwischen den anderen Mineralphasen; ferner sind mehrere kleine Quarze in K-Feldspat eingeschlossen. In zonargebauten Plagioklasen dieser Proben sind die Quarzeinschlüsse fast ausschließlich auf die sonst einschlußarmen Randzonen beschränkt und gehen mitunter in den externen Quarz über. Quarz verheilt außerdem Querrisse der Plagioklaseinsprenglinge. Er bildete sich also zum größten Teil während und nach der Kristallisation der äußeren Schalen der Plagioklasgroßkristalle.

Plagioklas, vorherrschender Hauptgemengteil der vorliegenden Gänge, bildet ein nahezu rein porphyrisches Teilgefüge. Mechanisch unversehrte oder nur schwach verformte Einsprenglinge sind ellipsoi-

Abb. 191: Porphyrartiges Ganggestein; Probe-Nr. 141b, Dünnschl.-Nr. 4566; Schnitt // bc.- In einer dichten Grundmasse schwimmen größere Hornblende-, Orthit- und rundliche Plagioklaseinsprenglinge. Das Gefüge ist nur schwach blastomylonitisch überformt (4,1 x 2,9 mm, Nic. +).

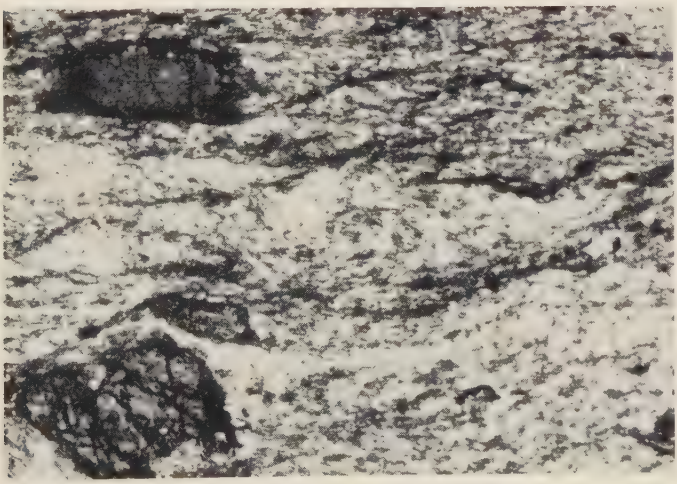


Abb. 192: Das porphyrartige Ganggestein der Abb. 191 stärker vergrößert.- Links oben ist ein größerer Orthit-, links unten ein größerer und ein kleinerer Hornblende-Porphyroklast zu sehen. Die Körner sind mit ihren Längsachsen im gut ausgeprägten s, statistisch auch in b eingeregelt (1,20 x 0,86 mm, Nic. +).

Abb. 193: Porphyrartiges Ganggestein; Probe-Nr. 84, Dünnschl.-Nr. 4263.- Größere zonargebaute Plagioklase und Hornblenden sind in ein feinkörniges Grundgewebe eingebettet. Das Gefüge ist nur schwach mechanisch beansprucht (9,8 x 7,0 mm, Nic. //).

Abb. 194: Das Gestein der Abb. 193 mit gekreuzten Polarisatoren.

disch, seltener kantig-hypidiomorph (Abb. 48,191,193,194). Plagioklase der Grundmasse sind in der Regel xenomorph.

In den insgesamt feinkörnigen Proben Nr. 141b und 142 zeigen Plagioklasgroßkristalle in bc meist L = 150-300 μ (max. um 900 μ), B = 80-200 μ (max. um 650 μ), L/B = 4/3-2/1. In ac sehen die Körner fast isometrisch aus. Plagioklase der Grundmasse sind isometrisch bis kurz gestreckt mit überwiegend 2-7 μ langen Durchmessern.

In den insgesamt kleinkörnigen Proben Nr. 83 und 84 haben die ziemlich gleichkörnigen Einsprenglinge L(//(010)) = 1,5-2,0 mm (max. um 7 mm), B(⊥(010)) = 1,0-1,4 mm (max. um 5 mm), L/B = 5/4-2/1. Bei den Grundmasseplagioklasen ist meist L = 60-80 μ, B = 50-70 μ, L/B = 6/5-3/2.

In beiden Ganggruppen gibt es eine geringe Anzahl Plagioklaskörner, die alle Größen zwischen den Einsprenglingen und den Plagioklasen des Grundgewebes vertreten. Diese entsprechen z.T. mechanisch abgebrochenen Teilen der Porphyroklasten.

Plagioklasgroßkristalle sind in der Regel zonar gebaut. Nicht selten läßt sich der Zonarbau bereits mit bloßem Auge erkennen. Auf einen überwiegend idiomorphen Kern folgen gewöhnlich 3-5 oszillierende Zonen, die nach außen hin immer mehr an Eigengestalt einbüßen und von einem recht lappigen, wachstumsbehinderten Rand umschlossen werden. Die Grenzen der Zwischenzonen sind manchmal infolge Korrosion ebenfalls unregelmäßig gestaltet. Innerhalb breiterer Schalen sind ab und zu sehr dünne, im An-Gehalt nur geringfügig abweichende Zonen erkennbar. Demgegenüber nimmt der An-Gehalt bei vielen breiten Zonen wie auch bei einigen Kernen von innen nach außen ganz allmählich ab; solche Kerne und Zonen zeigen mithin einen normalen Zonarbau. Der Kern oder eine der inneren Schalen besitzen, bis auf wenige Ausnahmen, den höchsten, der Rand den niedrigsten An-Gehalt. Beispiele zonargebauter Plagioklase (An-Gehalt in Mol.-%):

Kern	Zonen	Rand
52	1. 43	32
46	1. 54, 2. 43, 3. 54, 4. 46, 5. 24	19
26	1. 28, 2. 23	39
45	1. 33, 2. 29, 3. 45	21
57	1. 43,	34
31	1. 34, 2. 26, 3. 34	24
27	1. 24, 2. 33	24
34	kontinuierlich abnehmend bis auf 30, 1. 43, 2. 50 kontinuierlich abnehmend bis auf 38	18
32	kontinuierlich abnehmend bis auf 26, 1. 29	25

Plagioklase der Grundmasse weisen, bis auf wenige Ausnahmen in der Probe Nr. 84, keinen Zonarbau auf.

Plagioklaseinsprenglinge haben in ihrer Mehrzahl einen An-Gehalt zwischen 20 und 40 Mol.-% (Abb. 195); der Mittelwert beträgt 31,5 Mol.-%. Wird der mehrfach beobachtete sekundäre Ca-Verlust mit berücksichtigt, so hat der ursprüngliche mittlere An-Gehalt der Großplagioklase bei ca. 35 Mol.-% gelegen. Im einzelnen habe ich für die Einsprenglinge folgende An-Gehalte ermittelt (in Mol.-%):

Probe-Nr.	An-Gehalt	Probe-Nr.	An-Gehalt
83	30 (25-39)	141b	31 (16-52)
84	29 (20-45)	142	36 (18-57)

Plagioklase der Grundmasse sind An-ärmer als der Rand der zonargebauten Einsprenglinge. Dies ergibt sich vor allem aus den aufgrund der chemischen Analysen normativ gebildeten Plagioklase, deren An-Gehalt wesentlich niedriger liegt als der optisch an den Großkristallen bestimmte. Die Plagioklaskristallisation setzte mit einem An-reichen Andesin bis Labradorit ein und schloß mit einem An-armen Oligoklas oder Albit ab.

Relatives Alter. Zirkon- und Apatitnadeln finden sich als Einschlüsse vor allem im Kern und den innersten Schalen der zonargebauten Plagioklaseinsprenglinge, können jedoch auch noch in kleinen Plagioklasen des Grundgewebes angetroffen werden. Andere Einschlüsse, wie etwa Monazit und Hornblende, kommen in den Plagioklaskernen nur sporadisch vor. In den auf den Kern folgenden Zonen der Großplagioklase der Proben Nr. 83 und 84 gibt es viele kleine Hornblende-, mitunter auch Biotiteinschlüsse. Doch treten beide Minerale wiederholt auch noch als jüngere, wachstumsbehinderte Gebilde auf Korngrenzen, Sprüngen sowie Spalt- und Zwillingsflächen der Plagioklaseinsprenglinge auf. In die Randzone der Großplagioklase sind außerdem zahlreiche, überwiegend tropfenförmige Quarzkörner ganzrandig oder nur teilweise eingebettet. Letztere sind oft mit dem externen, um die Plagioklase kristallisierten Quarz verbunden. Großplagioklase der Proben Nr. 141b und 142 sind weitgehend frei von Hornblende- oder Biotiteinschlüssen; auf Rissen der großen Plagioklaskörner können indes immer wieder jüngere Hornblenden oder Biotite beobachtet werden. Sprünge der Plagioklaseinsprenglinge aller Proben werden manchmal mit jüngerem Quarz, K-Feldspat oder feinkörnigem, hauptsächlich aus Plagioklas bestehendem Material der Grundmasse verheilt.

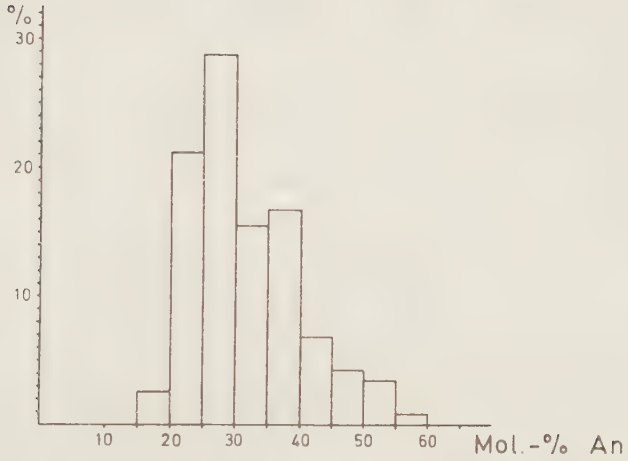


Abb. 195: Häufigkeitsverteilung der An-Gehalte der Plagioklaseinsprenglinge in den porphyrartigen Ganggesteinen (4 Dünnschliffe).

K-Feldspat drängt sich in den Proben Nr. 83 und 84 zwischen ältere Minerale, verheilt Sprünge der Hornblenden oder bildet die bekannten antiperthitischen Gebilde in Plagioklas. Daneben erscheint er in kleinen (größte Durchmesser bei Nr. 83 um 2 mm, bei Nr. 84 um 300 μ), stark xenomorphen, selbständigen Körnern. Diese sind in der Probe Nr. 83 zu einem beträchtlichen Teil deutlich mechanisch verformt, augenförmig. In den Proben Nr. 141b und 142 ist K-Feldspat nur in wenigen Fällen als kleine Flecken und sonstige antiperthitische Gebilde in den Plagioklaseinsprenglingen u.d.M. wahrnehmbar. Offenbar steckt er in diesen Proben im dichten Grundgewebe.

In den Proben Nr. 83 und 84 können hie und da Karlsbader Zwillinge beobachtet werden, wogegen das Mikroklingitter nur in wenigen Körnern der Probe Nr. 83 verschwommen erscheint. Die Auslöschungsschiefe X´/a auf (001) ist meist 0-4°, der optische Achsenwinkel beträgt überwiegend 55-60°. Im einzelnen habe ich nachstehende $2V_X$-Werte ermittelt:

Probe-Nr.	$2V_X$
83	57° (46-72°)
84	59° (57-64°)

K-Feldspat entspricht demnach strukturell in den erwähnten Proben fast ausschließlich dem Orthoklas-Zustand. Der Grund hierfür liegt einesteils in der vergleichsweise geringen mechanischen Deformation dieser Gänge, andernteils in ihrer größeren Basizität (vgl. 4.3.5).

Relatives Alter. K-Feldspat ist in allen porphyrartigen Ganggesteinen eine der jüngsten, vermutlich die jüngste unter den primären Phasen des Grundgewebes. An Einschlüssen führt er vor allem Tropfenquarz und Monazit (Proben Nr. 83 und 84).- Vgl. auch unter "Plagioklas" und "Hornblende" in diesem Kap.

Biotit bildet im kleinkörnigen Gang aus Palios (Probe Nr. 83) bis zu 1 mm lange (//(001)) und 0,5 mm breite (⊥(001)) Scheiter, die durch alle möglichen Zwischengrößen in feinste Schuppen übergehen. In der dichten Grundmasse der Gänge aus dem Raum S Nea Iraklitsa (Probe Nr. 141b) und dem Vorberg der Stadt Kavala (Probe Nr. 142) ist Biotit im großen und ganzen gleichschuppig; er zeigt überwiegend: L = 5-10 μ, B = 1-2 μ, L/B = 3/1-7/1 in bc, L = 2-5 μ, B = 1-2 μ, L/B = 2/1-3/1 in ac. Wesentlich größere Schuppen finden sich auf Sprüngen der Plagioklaseinsprenglinge, bisweilen auch in deren Druckschatten.

Relatives Alter. Altbiotit bildete sich z.T. gleichzeitig mit oder vor den Plagioklas- und Hornblendeeinsprenglingen, wie die spärlichen, in diesen Kornarten eingeschlossenen Biotitschuppen zeigen. Doch kristallisierte Altbiotit in seiner Hauptmenge nach den Großplagioklasen und -hornblenden. Denn er wächst entlang ihren Spaltrissen und Sprüngen, vielfach als Apophysen größerer Schuppen, die am Rand oder in Hohlräumen dieser Minerale liegen.

Sieht man von der mechanisch nur schwach beanspruchten Probe Nr. 84 ab, in der ausschließlich erstgebildeter, kaum geregelter Biotit vertreten ist, so stellt man fest, daß Biotit in den übrigen drei, tektonisch deutlich schärfer überprägten Proben rekristallisiert bzw. später als Altplagioklas und Hornblende gewachsen ist und vornehmlich auf hOl-Scherbahnen sitzt. Die kleinen bis winzigen Biotitschüppchen sind mit (001) straff in diese Bahnen geregelt (Abb. 192).

Muscovit kommt in feinen Schuppen vor allem in Plagioklas vor. Sein Anteil liegt, ausgenommen der Probe Nr. 142, unter 0,1 Vol.-%. Für die Probe Nr. 142 wurde aufgrund der chemischen Analyse ein Muscovitgehalt von 7,7 Vol.-% errechnet, obwohl keine so große Menge an Muscovit u.d.M. zu erkennen ist. Das überschüssige Al_2O_3 liegt hier vermutlich als submikroskopischer Muscovit vor.

Chlorit führt untergeordnet nur die Probe Nr. 84. Hier ist er hauptsächlich an Hornblende gebunden, wurde jedoch nicht auf ihre Kosten, sondern pseudomorph nach früher in Hornblende gelegenen Biotitschuppen gebildet. Hierfür sprechen neben mit Chlorit verwachsenen Biotitrelikten auch die scharfen Grenzen der Chloritschuppen gegen Hornblende, die hin und wieder von xenomorphen Titanitkörnern nachgezeichnet werden. Mehrere Titanitkörner, die wohl jünger als Biotit sind, befinden sich nunmehr in Chlorit eingeschlossen.

Hornblende ist nicht zuletzt wegen der Kataklase stark wechselkörnig. In den insgesamt kleinkörnigen Proben Nr. 83 und 84 bildet sie ein serial porphyrisches Teilgefüge, d.h., von den größten Einsprenglingen bis zu den winzigsten Kriställchen sind alle Übergangsgrößen quantitativ beinahe gleich vertreten. Größte Körner haben Durchmesser von ca. 5 mm // c, 2 mm // b und 1 mm // a. In den feinkörnigen Proben Nr. 141b und 142 sind folgende Größenbereiche etwas häufiger anzutreffen: L(//c) = 100-300 μ (max. ca. 2 mm), B_1(//b) = 60-270 μ, B_2(//a) = 40-200 μ, L/B_1 = 1/1-2/1, L/B_2 = ± 3/1.

Hornblendekörner sehen in Längsschnitten leistenförmig aus; sie haben in der Regel stark zerlappte, wachstumsbehinderte Enden, wogegen Schnitte der Zone [001] vornehmlich idiomorph oder hypidiomorph sind. Fremdgestaltige Kopfbilder, die offenbar während ihres Wachstums behindert wurden, kommen zwischen älteren Plagioklasen und insbesondere in Hornblendenestern vor. Mechanisch gebogene, angebrochene, auseinander gerissene, mitunter sogar zerfetzte Hornblenden treten vor allen in den heftiger durchbewegten Proben Nr. 141b und 83 auf. In diesen Proben sind bisweilen große, porphyrische Körner randlich zu einem kleinkörnigen Häcksel zerrieben worden.

Farbe. Es ist überwiegend:

Z blaugrün bis tiefblaugrün (25/C/5 bis 25/E/8)
Y tief- bis dunkelgrün bzw. -gelbgrün oder oliv (29,30,1/D-F/5-8)
X graugelb (1,2/B,C/4)

Vor allem in der Probe Nr. 84 kommen Hornblendeeinsprenglinge mit hellen aktinolithischen Säumen vor, die offenbar dem letzten, bei beträchtlich gefallener Temperatur vollzogenen Wachstumsstadium der Hornblenden entsprechen: Die hellen Säume sind mit kleinen Abreichen Plagioklasen der Grundmasse verzahnt, oder sie werden von diesen bei ihrem Wachstum behindert. Außer diesen primären aktinolithischen Säumen sind hie und da auch noch sekundär entstandene aktinolithische Hornblendeteile anzutreffen (vgl. 4.7.2).

$\Delta(n_Z-n_X)$ = 0,016-0,024, meist um 0,021. Δ nimmt allgemein mit steigender Absorption ab.

$2V_X$ und Z/c schwanken, selbst innerhalb eines einzigen Dünnschliffs, ziemlich stark. Im einzelnen sind die $2V_X$- und Z/c-Werte wie folgt:

Probe-Nr.	$2V_X$	Z/c
83	55° (49-61°)	19° (12-24°)
84	66° (57-71°)	16° (12-21°)
141b	68° (64-78°)	22° (19-26°)

Relatives Alter. Zum Teil vollidiomorphe Plagioklaseinschlüsse sind, selbst in innersten Bereichen der Hornblendeeinsprenglinge, immer wieder zu beobachten. Demgegenüber enthalten Kerne, mehrmals auch innere, in den Proben Nr. 141b und 142 sogar äußere Schalen der Plagioklasgroßkristalle zum überwiegenden Teil keine Hornblendeeinschlüsse, wohl aber auf Spalt- und Zwillingsflächen oder Sprüngen sitzende, jüngere, wachstumsbehinderte Hornblendekörner. Offenbar begann sich Hornblende deutlich später als Plagioklas auszuscheiden.

Anschließend ging die Kristallisation beider Minerale parallel vor sich, da sie sich umschließen, gegenseitig ihre Sprünge verheilen und - vor allem als Bestandteile der Grundmasse - einander durchdringen.

Neben Plagioklas- können in Großhornblenden auch kleine, kristallographisch anders orientierte Hornblende- sowie Zirkon-, Apatit-, Monazit- und Biotiteinschlüsse angetroffen werden. In Randbereiche der Hornblendeeinsprenglinge und in Grundgewebehornblenden sind ferner Quarzkörner eingebettet. Da aber diese Gemengteile in wachstumsbehinderter Form auch noch auf Korngrenzen, Spalt- und Zwillingsflächen sowie Sprüngen der Hornblendekörner sitzen können, ist anscheinend ihre Kristallisation mehr oder minder parallel zu derjenigen der Hornblende abgelaufen. Die nach außen hin in ihrem Wachstum von Bestandteilen der Grundmasse stark behinderten und daher buchtigen und lappigen Ränder der Großhornblenden zeigen, genauso wie die entsprechenden Säume der Großplagioklase, daß ein erheblicher Teil des Grundgewebes zur Zeit ihres Ansatzes bereits auskristallisiert war. Demgegenüber hat sich K-Feldspat vermutlich zum größten Teil nach Hornblende gebildet; denn er umringt (in den Proben Nr. 83 und 84) wiederholt Hornblendekörner jeder Größe und verheilt ihre Sprünge.- Vgl. auch Tab. 18.

Umwandlung. In der Probe Nr. 142 wurde Hornblende weitgehend zerstört und ausgeleert, so daß das Gestein nunmehr ziemlich kavernös wirkt. Am Rand der entstandenen Löcher sowie auf Rissen erhalten gebliebender Körner sitzt feines Erzzeug. Das Gestein hat offenbar während seiner Platznahme oder Abkühlung ein Oxydationsstadium durchlaufen, wobei die Hornblendekristalle opacitisiert bzw. völlig zerstört wurden (s. TRÖGER 1969, II, S. 463f.).- Vgl. auch 4.7.8.

Apatit liegt mit rund 0,5 Vol.-% wesentlich höher als bei den anderen Eruptivgesteinen des untersuchten Gebietes.

Idiomorphe Apatitkriställchen, die vor allem in Plagioklas- und Hornblendeeinsprenglingen eingeschlossen sind, kommen nicht besonders häufig vor. Zahlreich sind hingegen hypidiomorphe oder xenomorphe Apatite, die in der Grundmasse der Gesteine oder in Sprüngen der Großplagioklase und -hornblenden anzutreffen sind. In die Augen springen bei manchen Apatiten tropfen- oder schlauchförmige Hohlräume, die z.T. mit fremden Mineralen, voran K-Feldspat, aufgefüllt sind.

Die Größe der Apatite ist meist: L(//c) = 50-80 µ, B(⊥c) = 20-35 µ,

L/B = ± 2/1 in den feinkörnigen Proben 141b und 142; L = 80-150 μ, B = 40-60 μ, L/B = ± 2/1 in den kleinkrönigen Vorkommen Nr. 83 und 84.

Relatives Alter. Apatit begann vor oder gleichzeitig mit den Plagioklas- und Hornblendeeinsprenglingen zu kristallisieren, wie dies Apatiteinschlüsse in diesen Mineralen zeigen. Doch wurde Apatit offenbar parallel zu anderen Mineralen weiter ausgeschieden, bis die ganze Schmelze kristallisiert war. Das ist vor allem in der Probe Nr. 84 festzustellen, wo Apatitkristalle bei ihrem Wachstum mehrfach von K-Feldspat und anderen Kornarten des Grundgewebes behindert wurden, so daß sie xenomorphe Körner mit pseudopodienartigen Fortsätzen entwickelten. Daneben finden sich aber immer wieder Apatiteinschlüsse in K-Feldspat und Grundmasseplagioklas. Die Apatitkörner sind ihrerseits zum größten Teil einschlußfrei. Nur selten können kleine Zirkon- oder Monaziteinschlüsse beobachtet werden.

Regelung. Apatiteinschlüsse in Großhornblenden oder in Kernen zonargebauter Plagioklaseinsprenglinge sind in der Regel wahllos in bezug auf das Gitter der Wirtkristalle oder die Gesteinskoordinaten orientiert. In äußeren Zonen der großen Plagioklase sind demgegenüber Apatiteinschlüsse statistisch gittergerecht eingeregelt (vgl. auch 4.2.8). In kleinen Mineralkörnern der Grundmasse liegende Apatite (in den Proben Nr. 83 und 84) sind statistisch mit c // s_e ausgerichtet.

Monazit gibt es in allen porphyrartigen Ganggesteinen und insbesondere im Vorkommen Nr. 84, wo zahlreiche Kriställchen vorhanden sind. Idiomorphe Monazitkristalle sind nicht ganz selten, doch herrschen hypidiomorphe oder allotriomorphe Körner mit gerundeten Umrissen bei weitem vor. Der größte Durchmesser der ziemlich gedrungenen Kriställchen beträgt meist 10-30 μ (max. um 100 μ). Monazite in den Proben Nr. 141b und 142 wirken daher im Vergleich zu den winzigen Körnern der Grundmasse auffallend groß.

Farbe. Y blaßgrün (27/A,B/3)
Z, X grünweiß (29/A,B/2)

Schwach pleochroitisch, Y > Z ~ X.

Relatives Alter. Monazit ist z.T. in Großplagioklasen und -hornblenden eingeschlossen, doch finden sich öfter auch deutlich wachstumsbehinderte Monazitkörner auf Sprüngen, Spaltrissen oder in sonstigen Hohlräumen dieser Einsprenglinge sowie zwischen den Korn-

arten der Grundmasse. In der Probe Nr. 84 ist indes die Mehrzahl der kleinen Monazite teilweise oder vollkommen in verschiedene Komponenten des Grundgewebes eingebettet. Die Hauptkristallisationsphase des Monazits fällt offenbar mit der Bildung der äußeren Zonen der Plagioklaseinsprenglinge zusammen: Die meisten Monaziteinschlüsse der zonargebauten Großplagioklase liegen in deren randlichen Schalen.

Zirkon kommt nur in Spuren vor. Größere, frei im Gefüge liegende Körner sind äußerst selten. Etwas häufiger erscheinen kleine, meistens nadelige Kristalle, die in verschiedenen Mineralen, voran Plagioklaseinsprenglingen, eingeschlossen sind.

In Kerne und innere Schalen der zonargebauten Großplagioklase eingebettete Zirkone liegen mit ihrer c-Achse regellos in bezug auf das Plagioklasgitter. Demgegenüber sind die weniger zahlreichen Zirkoneinschlüsse der äußeren Plagioklasschalen mit ihrer c-Achse statistisch parallel zur Oberfläche der jeweiligen Schale ausgerichtet, was auf eine verminderte Beweglichkeit der Schmelze hindeutet. In kleinen Kristallen des Grundgewebes eingeschlossene Zirkone sind mit ihrer c-Achse parallel zum s_e, z.T. auch zum b ($=B_2$) des Gesteinsgefüges eingeregelt. Dies zeigt, daß die B_2-Tektonik zur Zeit der Kristallisation der Grundmasse bereits wirksam war (Tab. 18).

Titanit liegt mit durchschnittlich 0,4 Vol.-% deutlich höher als bei allen anderen magmatogenen Gesteinen des Arbeitsgebietes.

Titanitkörner, deren größte Diagonale meist 25-60 μ (max. 400 μ) beträgt, sowie z.T. ziemlich große Titanitaggregate sind nicht gleichmäßig in den vorliegenden Ganggesteinen verteilt. Vornehmlich sind sie an Amphibol, in den feinkörnigen Proben Nr. 141b und 142 auch noch an biotitreichere Bereiche gebunden. Es überwiegen xenomorphe und hypidiomorphe, wachstumsbehinderte Körner, die vielfach kurze Fortsätze zwischen benachbarten Komponenten der Grundmasse entwickelt haben. Bei Titaniten, die an oder in Hornblenden liegen, herrschen ebenfalls fremdgestaltige Körner mit Apophysen entlang Spaltrissen und Sprüngen ihrer Wirte vor. Manchmal reihen sich mehrere Titanitkörner derart in s-Flächen hintereinander auf, daß kettenartige Gebilde entstehen.

Relatives Alter. Die Lage des Titanits im Gefüge sowie seine mehr oder weniger wachstumsbehinderte Gestalt zeigen, daß er zum größten Teil sekundär, nach der Erstarrung der Gänge entstanden sein muß. In Titanitkörnern können des öfteren verschiedene ältere

Komponenten als Einschlüsse angetroffen werden.

Orthit kommt akzessorisch in allen porphyrartigen Ganggesteinen vor. Hypidiomrophe und allotriomorphe Kristalle auf der Intergranulare von Plagioklas- und Hornblendeeinsprenglingen oder in deren Spaltrissen, Sprüngen und Hohlräumen sind gleich stark vertreten wie vollidiomorphe Orthite in der Grundmasse. Nachstehende Korngrößen herrschen bei weitem vor: L(//b) = 80-120 μ, B_1(//c) = 30-50 μ, B_2(⊥c auf (010)) = 20-40 μ, L/B_1 = 3/1-4/1, B_1/B_2 = ± 3/2. In den kleinkörnigen Proben Nr. 83 und 84 treten allgemein größere Orthite auf als in den feinkörnigen Proben Nr. 141b und 142. Dennoch wirken Orthitkörner in den letzteren Proben zumeist als Einsprenglinge, da sie wesentlich größer sind als Grundmassekörner (Abb. 191,192).

Farbe. Z dunkelolivbraun, kaffeebraun (4,5/E,F/7,8)
Y dunkelbraun (z.B. kastanienbraun) (6,7/E,F/7,8)
X wachsweiß (2/B/3)

$\Delta(n_Z-n_X)$ = 0,018-0,029. Anders als üblich sind hier die hellen Ränder der zonargebauten Körner großenteils deutlich höher doppelbrechend als die dunkleren Kerne.

$2V_X$ = 56°, 60°, 76°, 80°, 82°, 82°, 82°, 85°, 92°
X/c = 35°, 38°, 40°, 45°

Relatives Alter. Xenomorphe oder hypidiomorphe, wachstumsbehinderte Orthitkristalle an oder in Großplagioklasen und -hornblenden sind offenbar jünger als diese Minerale. Demgegenüber scheint Orthit älter als die meisten Bestandteile der Grundmasse zu sein; denn die idiomorphen Orthitkörner wirkten als Hindernis beim Wachstum der klein- oder feinkörnigen Komponenten. Kleine Orthite werden mitunter von K-Feldspat oder etwas größeren Plagioklasen des Grundgewebes umwachsen. Auch Plagioklas II umschließt kleine Orthitkristalle (Probe Nr. 84).

Epidot ist mit wenigen xenomorphen, seltener hypidiomorphen, z.T. einfach zonargebauten Körnern oder als Hülle um Orthitkristalle in allen Dünnschliffen zugegen. Bevorzugt ist er in Scherflächen angereichert. Die Größe der Epidotkörner schwankt erheblich, es überwiegen jedoch kleine Durchmesser. L(//b) liegt gewöhnlich unter 50 μ, B(⊥b) unter 30 μ.

$\Delta(n_Z-n_X)$ = 0,009-0,043.
$2V_X$ = 68°, 70°, 75°, 90°, 92°

Aufgrund der Δ- und $2V_X$-Werte variiert der Chemismus der vorlie-

Tabelle 17 : Modaler Mineralbestand der porphyrartigen Ganggesteine

Anal.-Nr.	174[1]	175	176[3]	177	178[4]
Probe-Nr.	141b	83	142	84	
Schl.-Nr.	4566	3622	4567	4263	
Quarz	18,6	13,3	18,7	4,3	13,7
Plagioklas	45,4	42,8	42,9	44,3	43,8
K-Feldspat	21,7	14,1	10,4	21,6	17,0
Biotit	3,6	14,3	8,9	0,3	6,8
Muscovit	Sp.	Sp.	7,7	Sp.	2,0
Chlorit	-	-	-	0,1	Sp.
Hornblende	9,2	12,4	9,8	28,3	15,0
Apatit	0,5	0,4	0,8	0,3	0,5
Monazit	Sp.	Sp.	Sp.	0,1	Sp.
Titanit	0,5	0,4	0,4	0,4	0,4
Orthit u. Epidot	0,2	1,7	Sp.	0,2	0,5
Erz	0,3[2]	0,6	0,4[2]	0,1	0,3
Q	18,6	13,3	18,7	4,3	13,7
F	67,1	56,9	53,3	65,9	60,8
M	14,3	29,8	28,0	29,8	25,5
Q	21,7	19,0	26,0	6,1	18,3
A	40,7	20,1	14,4	30,8	26,4
P	37,6	60,9	59,6	63,1	55,3
M	17,6	34,4	34,4	31,1	29,6
A	42,8	16,2	12,8	22,6	22,8
P	39,6	49,4	52,8	46,3	47,6

1 Der Modus wurde aufgrund der chemischen Analyse Nr. 21 errechnet. Chemismus der Plagioklase: An_0 = 29 Vol.-%, An_{11} = 71 Vol.-% des Plagioklasbestandes.
2 Hämatit
3 Der Modus wurde aufgrund der chemischen Analyse Nr. 22 errechnet. An-Gehalt der Plagioklase 18 Mol.-%.
4 Mittel der Modalanalysen Nr. 174-177: Biotit-Hornblende-Quarzmonzodiorit (Granodioritporphyrit, Fam. Nr. 6).

genden Epidote von ca. 30 bis über 95 Mol.-% $HCa_2Fe^{+3}Al_2Si_3O_{13}$ (TRÖGER 1971, I, S. 62) oder von ± 5 bis ± 15 Gew.-% Fe_2O_3 (HÖRMANN & al. 1971, S. 52f.).

Erz tritt in einzelnen Körnern oder Klümpchen auf, deren größter Durchmesser vorwaltend 10-50 µ (max. ca. 200 µ) beträgt. Die angetroffenen Erzminerale sind Magnetit, Hämatit, Fe-Hydroxide und -Hydrate, Leukoxen. Früher hat es sicher auch noch Pyrit und Ilmenit gegeben, doch sind diese Minerale restlos zu Fe-Hydroxiden oder -Hydraten sowie Leukoxen zerfallen, wie entsprechende Pseudomorphosen zeigen. Magnetit kommt vorwiegend in fremdgestaltigen, z.T. martitisierten oder verrosteten Körnern vor. Leukoxen ist stets die häufigste Erzkomponente.- Vgl. auch 4.16 bis 4.22.

5.4.1.2.5 Modaler Mineralbestand

Siehe Tabelle 17 sowie Abbildungen 189 und 190.

5.4.1.2.6 Kristallisationsabfolge

Siehe Tabelle 18.- Vgl. auch 5.2.6.

5.4.2 Die Mineralgänge

5.4.2.1 Die Quarzgänge

5.4.2.1.1 Vorkommen

Quarzgänge kommen in allen kristallinen Gesteinen des Arbeitsgebietes vor, vornehmlich aber in Granitblastomylonit, der arm an Eruptivgesteinsgängen ist.

5.4.2.1.2 Geologisches Auftreten, Gefüge

Quarzgänge sind nahezu monomineralisch. Feldspäte und Glimmer sind als Begleitminerale auf den Bereich der Salbänder beschränkt, während kleine Hämatitblätter oder Leukoxenklümpchen nur selten auf der Intergranulare der Quarzkörner erscheinen.

Die durch unregelmäßig verlaufende Risse stark zerklüfteten Quarz-

Tabelle 18 : Kristallisationsabfolge der Mineralphasen in porphyrartigen Ganggesteinen

ganggesteine werden in vielen Fällen nicht mehr anstehend, sondern als Lesesteine angetroffen, während der Raum des ehemaligen Ganges weitgehend ausgeräumt ist.

Obwohl die Quarzgänge, genauso wie ihre Nebengesteine, mehr oder weniger heftig durchbewegt wurden, sind sie nicht verschiefert. Auf den Salbändern s-parallel liegender Gänge sind vielfach kräftige b-Lineare geprägt.

Makroskopisch zeigen die Quarzgesteine insgesamt eine grauweiße Farbe. Es lassen sich stets graue bis farblose Bereiche mit dem charakteristischen Glasglanz des Quarzes erkennen, die ohne scharfe Grenzen in die vorherrschenden milchigweißen Partien übergehen.

Die Gesteine sind überwiegend mittelkörnig; dennoch können einzelne Körner mit bloßem Augen kaum voneinander unterschieden werden. U.d.M. zeigt Quarz ein Pflastergefüge aus verschieden großen Körnern, die je nach Grad der mechanischen Beanspruchung des Gesteins zur Zeit ihrer Kristallisation schwach bis stark in s ausgelängt und miteinander verzahnt sein können. In tektonisch lebhaft bearbeiteten Quarzgängen kommen hie und da bis zu 2 cm lange, gefelderte Quarzporphyroklasten vor, die von kleinen rekristallisierten Quarzen umflossen werden.

Neben den stärkeren Quarzgängen, die vor allem hOl-Spalten der Gesteine in bezug auf B_2 aufgefüllt haben, gibt es auch noch zahlreiche unterschiedlich orientierte dünne Gesteinsrisse, die durch Quarz verheilt worden sind.

5.4.2.1.3 <u>Ableitung</u>

Quarzgänge sind allem Anschein nach zu einem beträchtlichen Teil sekretionären Ursprungs, entstanden aus Kieselsäure, die während der Metamorphose der Gesteine aus zersetzten Mineralen freigesetzt und zusammen mit bereits vorhandenem Quarz mobilisiert wurde. Dies trifft vor allem bei dünnen steilen Gängen und Bestegen der Q-Klüfte zu. Nach ESKOLA (1939, S. 407) "ist Kieselsäure das mobilste Material bei der Metamorphose, und die Quarzgänge und Quarzadern sind die ausgeprägtesten Produkte der metamorphen Differentiation. Als Gestein betrachtet ist der Gangquarz ins extreme differenziert, monomineralisch". Indessen könnte bei vielen dickeren, flache hOl-Spalten zu B_2 auffüllenden Quarzgängen auch juveniles hydrothermales Material beteiligt gewesen sein. Denn es gibt auch leukokrate Eruptivgesteins-

gänge, die in der Mitte aus Quarz, in den äußeren Bereichen hauptsächlich aus Feldspäten bestehen und welche anscheinend zwischen den Aplit- bzw. Pegmatitgängen und den reinen Quarzgängen vermitteln (vgl. 5.4.1.1.3); ferner sind ebenfalls in hOl-Spalten sitzende, erzführende Quarzgänge vorhanden, die höchstwahrscheinlich hydrothermal im Anschluß an die Intrusion der magmatischen Gänge entstanden sind (vgl. nächsten Abschnitt).

5.4.2.2 Die erzführenden Quarzgänge

Derartige Gänge sind äußerst selten. Sie sind mir vornehmlich im Raum N Aspri Ammos begegnet. Das Erz, das neben dem vorherrschenden Quarz vorkommt, ist Hämatit oder oxydierter Pyrit, oft in cm-großen Kristallen.

5.4.2.3 Die Turmalin-Quarz-Gänge und -Kluftbeläge

5.4.2.3.1 Vorkommen

Turmalin-Quarz-Gänge und -Kluftbeläge wurden vom Verf. in allen kristallinen Gesteinen des Arbeitsgebietes und insbesondere in Granodioritblastomylonit der W-Kartenhälfte gefunden. Im Umkreis von Mavri Petra begegnen einem derartige Gänge und Kluftbeläge auf Schritt und Tritt. Dort habe ich das turmalinführende Gestein auch noch in Spalten des kristallinen Kalkes beobachtet. In Granitblastomylonit kommt es hingegen nur sporadisch vor; ein Turmalin-Quarz-Gang erscheint z.B. bei Kilometer 2,5 der Straße Eleftheroupolis-Agios Andreas. Noch seltener findet sich das Gestein in silikatischen Hüllgesteinen und nur ausnahmsweise in Randbereichen des kristallinen Kalkes.

5.4.2.3.2 Geologisches Auftreten, Gefüge

Obwohl Turmalin-Quarz-Gänge und Kluftbeläge in weit voneinander entfernten Stellen und in verschiedenartigen Gesteinen angetroffen wurden, schwankt ihre tief- bis dunkelblaue Farbe (berlinerblau, nordischblau, 21,22/D-F/4-7) nur unbedeutend. Farbunterschiede zwischen den einzelnen Vorkommen gehen in erster Linie auf den wechselnden Betrag an leukokraten Bestandteilen zurück. Größere helle Kornaggre-

gate heben sich vom blauen Untergrund wie weiße Flecken ab. Feinverteilte Erzkörnchen, insbesondere Eisenhydroxide und -hydrate, die aus zersetzten Pyriten hervorgegangen sind, lassen die Farbe ebenfalls etwas abweichend erscheinen.

Turmalinhaltige Kluftbeläge sind zum größten Teil spiegelglatt poliert. Ihre Grenzen zum Nebengestein sind, genauso wie die Salbänder stärkerer Gänge, recht verschwommen. Die Gesteine sind offenbar durch die emporgestiegenen pneumatolytisch-hydrothermalen Agenzien von den Klüften aus verschieden tief turmalinisiert worden. Mit wachsendem Abstand von der Kluftfläche werden Nebengesteinsbestandteile immer häufiger, bis schließlich blauer Turmalin nur noch als feine Fäden auf Korngrenzen oder -sprüngen erscheint.

Aus den Nebengesteinen übernommene helle Gemengteile sind zum größten Teil Quarz, weniger häufig auch K-Feldspat. Beide Minerale kommen in eckigen bis schwach gerundeten Aggregaten oder Einzelkörnern vor. Plagioklas fehlt hingegen gänzlich oder ist nur noch mit wenigen, halbzersetzten Körnern vertreten. Leukokrate Brocken sind sowohl im makro- wie im mikroskopischen Bereich ausgesprochen inhomogen über die turmalinhaltigen Gänge verteilt. Mit bloßem Auge sehen einzelne Gesteinspartien einschlußfrei aus, doch lassen sich u.d.M. stets winzige Quarz- oder K-Feldspatkörner erkennen.

Während allothigene Quarz- und K-Feldspatkörner oder -aggregate von wenigen µ bis zu einigen cm große Durchmesser haben können, läßt die Turmalingrundmasse, selbst unter starken Objektiven, bei parallelen Nicols keine Einzelkriställchen unterscheiden. Erst unter gekreuzten Nicols erscheinen verschwommene Konturen von sehr feinkörnigen, stengeligen Kriställchen, die straff in die Strömungsrichtung eingeregelt sind und welche hie und da die aus Ergußgesteinen bekannten Fluidaltexturbilder liefern (allochtones Migrationsgefüge SANDERs 1948, S. 186ff.). Statistisch eingeregelt in die Fließrichtung sind außerdem mit ihrem längsten Durchmesser die Nebengesteinsbrocken, die den vorliegenden Ganggesteinen einen porphyroklastischen Charakter verleihen (Abb. 196-200).- Vgl. auch 3.11.1.

Die wegen ihres Mineralbestandes und der geringen Korngröße sehr harten, kompakten Turmalin-Quarz-Gesteine sind in der Regel stark zerklüftet. An einigen Kluftflächen wurden die angrenzenden Gesteinsteile aneinander vorbeibewegt, wie kräftige Rutschstreifen auf diesen quer zu den Salbändern stehenden Flächen zeigen. Die Rutschstreifen

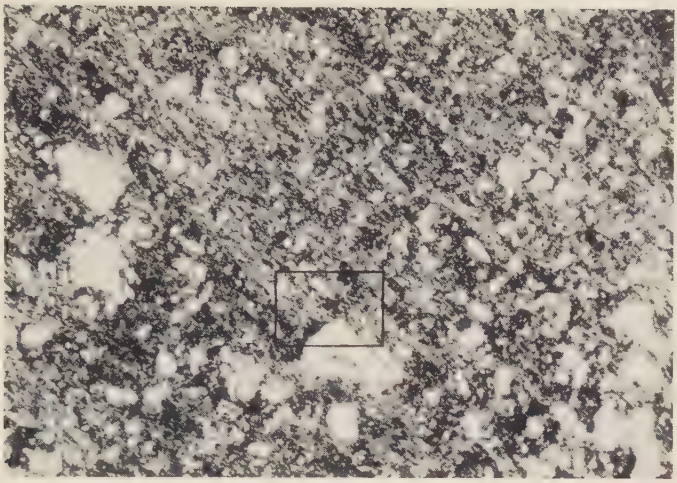


Abb. 196: Turmalin-Quarz-Ganggestein; Probe-Nr. 147, Dünnschl.-Nr. 4239.- Schnitt parallel zur c-Achse des eingeregelten Turmalins, der um die Quarzbrocken fließt. Näheres im Text (3,1 x 2,2 mm, Nic. +). Das Rechteck bildet den Ausschnitt der Abb. 198.

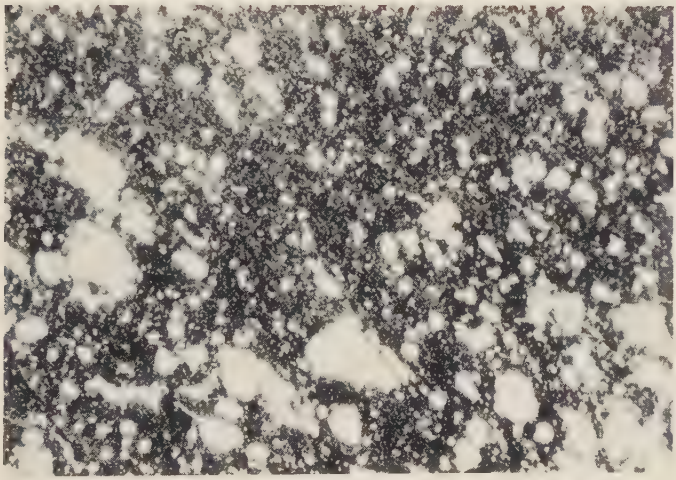


Abb. 197: Das Gestein der Abb. 196 ohne Analysator.

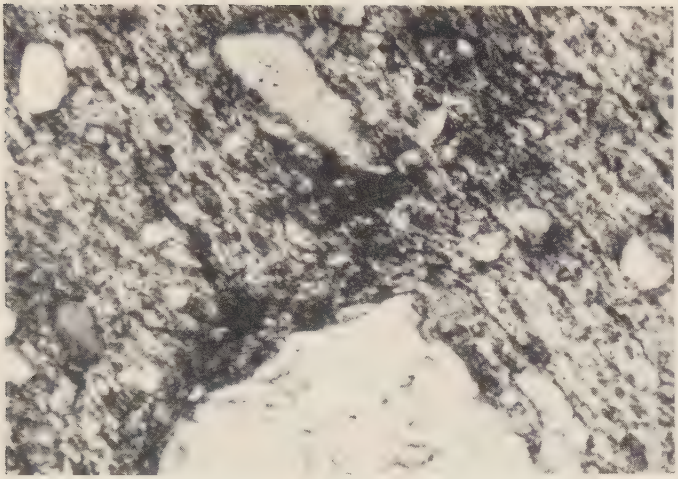


Abb. 198: Ausschnitt aus Abb. 196: Die Turmalinkörner lassen, selbst bei starker Vergrößerung, keine Kristallflächen erkennen (0,41 x 0,29 mm, Nic. +).

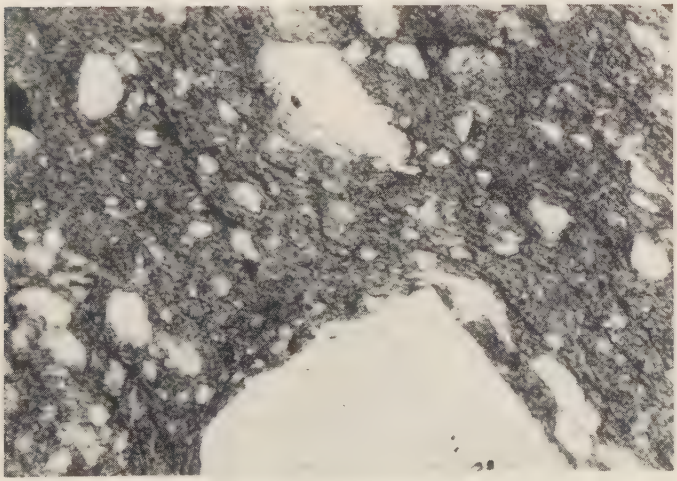


Abb. 199: Das Gestein der Abb. 198 ohne Analysator.

verlaufen ihrerseits vornehmlich flach bis mittelsteil. Mit der nahezu seigeren Fließrichtung schließen sie gewöhnlich bis über 60° große Winkel ein. Neben Klüften und Harnischen hat sich häufig auch eine mäßig gute Teilbarkeit entwickelt, die parallel zu den Salbändern steht. Auch u.d.M. läßt das Gestein immer wieder feststellen, daß es mechanisch beansprucht und anschließend zum Teil blastisch erholt wurde (vgl. unter "Quarz" in 5.4.2.3.3). Risse des Gesteins sind hin und wieder mit Quarz oder K-Feldspat, seltener auch mit Muscovit aufgefüllt.

Das Gefüge der vorliegenden Gänge, die offenbar auf späte pneumatolytische bis hochhydrothermale Agenzien des Magmaherdes zurückzuführen sind (vgl. GRUBENMANN & al. 1924, S. 224), zeigt eindeutig, daß die magmatischen Gesteine des Arbeitsgebietes im großen und ganzen syntektonisch in bezug auf B_2 intrudierten. Denn, als die Turmalin-Quarz-Gänge entstanden, war die Hauptphase der Deformation und der Metamorphose der kristallinen Gesteine bereits vollzogen. Hydrothermale Restlösungen (Quarz, K-Feldspat, Muscovit) haben indessen die Intrusion der turmalinhaltigen Gänge überdauert.

5.4.2.3.3 Die Minerale

Quarz. Der stark wechselkörnige Quarz (einige Zehntel-µ bis über 1 mm ø) ist vorherrschender Hauptgemengteil der Turmalin-Quarz-Gänge. Sein quantitativer Anteil liegt meist zwischen 55 und 75 Vol.-%.

Es lassen sich folgende Quarzgenerationen unterscheiden:

Generation I: Aus den silikatischen Nebengesteinen übernommener Quarz, der in kantigen, aus einem oder mehreren Quarzkörnern bestehenden Brocken vorkommt. Letztere können bisweilen auch noch etwas Feldspat und Glimmer enthalten. Da Quarz in den Nebengesteinen der Turmalin-Quarz-Gänge meistens syndeformativ kristallisiert oder rekristallisiert ist, zeigen die übernommenen Quarze gleichfalls die bekannten Eigenschaften unter Streß gebildeter Quarzkristalle (vgl. 4.1). Während die äußeren Brockenumrisse zwar kantig, aber insgesamt ziemlich einfach sind, sind die Korngrenzen innerhalb der Brocken recht mannigfaltig. Die c-Achsen aller Quarzkörner eines Brockens sind nahezu einheitlich orientiert (vgl. Diagramm D 99 und entsprechende Erläuterungen in 3.11.1). In den meisten Proben machen Körner der Generation I den größten Teil des Quarzbestandes aus.

Generation II: In den Gängen selbst rekristallisierter oder neukristallisierter Quarz. Offenbar wirkten auf einen Teil der Gänge während bzw. nach ihrer Intrusion starke Kräfte, welche die übernommenen Quarzbrocken teilweise oder gänzlich zertrümmerten. Anschließend rekristallisierte Quarz innerhalb der Brocken unter fast hydrostatischem Druck zu sehr kleinen, meist kaum geregelten Körnern - die alten straff geregelten Quarzbrocken wurden entregelt. Derart rekristallisierte Quarze sind mir beinahe in allen Proben des Gesteins begegnet. Doch wurde der überwiegende Teil des übernommenen Quarzes nicht rekristallisiert, gehört also zur Generation I. Mitunter kommen rekristalliserte neben übernommenen Quarzen in einem einzigen Brocken vor. Sehr kleine, rundliche Quarzkörner in der Grundmasse des Gesteins sind vermutlich im Verlauf der Intrusion der Gänge aus zersetzten Komponenten, etwa Feldspäten, entstanden. Dennoch lassen sich solche Körner nicht mit Sicherheit von Quarzen der Generation I unterscheiden (vgl. unter "Turmalin" in diesem Kap.).

Generation III: Junger Quarz, der zusammen mit K-Feldspat und Muscovit mehrere Risse des Gesteins ausgefüllt hat. Der Zeitpunkt der Mineralisation der bis 0,5 mm starken, meist quer zu den eingeregelten Turmalinkriställchen verlaufenden Risse fällt mit dem Abklingen der Tektonik zusammen: In einer Reihe von Proben sind die Quarzkörner auf diesen Rissen amöbenartig gestaltet, aber kaum suturiert, löschen schwach undulös aus, ihre c-Achsen liegen statistisch quer zu den gut eingeregelten c-Achsen des Turmalins. Auf Rissen anderer Proben hingegen kommen nahezu isometrische, normal auslöschende, nicht geregelte Quarzkörner vor, deren glatte Grenzen überwiegend Winkel von $\pm$ 120° um den Kontaktpunkt dreier Quarze einschließen. Derartige Quarze entstehen bekanntlich unter hydrostatischem Druck (vgl. 4.1). Sind die jungen Risse zu eng, so sind zwar die sie verheilenden Quarzkörner dem Innenbau nach nicht geregelt, jedoch tafelig parallel zu den Rißwänden ausgebildet.

Turmalin bildet eine kompakte Masse, in die zahlreiche wechselnd große (einige μ bis einige cm), fast ausschließlich aus Quarz bestehende Nebengesteinsbrocken eingebettet sind. Diese Turmalinmasse dringt häufig entlang Korngrenzen und Rissen verschieden tief in die Nebengesteinsbrocken ein. Da letztere stark inhomogen verteilt sind, wechselt der Betrag an Turmalin von Stelle zu Stelle, selbst innerhalb eines einzigen Dünnschliffes, erheblich. Insgesamt macht Turmalin in den meisten Proben weniger als die Hälfte, mitunter sogar we-

niger als 1/5 des Gesteinsvolumens aus.

Die bei parallelen Nicols einheitlich aussehende Turmalinmasse läßt bei gekreuzten Nicols verschwommene Konturen einzelner Kristalle erkennen. Es entsteht der Eindruck, daß die kompakte Masse aus unzähligen aneinanderliegenden, stengeligen, wechselkörnigen Kriställchen besteht, die meist 20-40 μ lang und 5-10 μ breit sein dürfen, wobei L/B überwiegend um 4/1 schwankt. Die säuligen Kriställchen sind vermutlich fremdgestaltig. Idiomorphe Umrisse können mit starken Objektiven, selbst an Turmalinen, die auf feinsten Haarrissen der Nebengesteinseinschlüsse sitzen, nicht beobachtet werden (Abb. 198,199). Im Gegensatz hierzu wird in der Literatur wiederholt von vollidiomorphen Turmalinen berichtet, auch dann, wenn sie ganz klein sind (vgl. z.B. WELLS 1946, S. 190).

Farbe. Turmalinreiche Gesteinsbereiche sehen makroskopisch tief- oder dunkelblau (berlinerblau, nordischblau, 21,22/E,F/4-7) aus. U.d.M. ist gewöhnlich:

O hellblaugrün (25,26/B,C/5,6) bis tiefgrünblau oder -blaugrün (24,25/D,E/7,8)
E hellblaugrün (25,26/B,C/5)

Das Mineral ist demnach schwach bis mäßig pleochroitisch (O > E), mitunter jedoch nahezu unpleochroitisch.

Es ist bemerkenswert, daß die blaue Turmalinfarbe nur geringfügig von Fundort zu Fundort der Turmalinhaltigen Gänge und Kluftbeläge schwankt, obwohl diese über das ganze Arbeitsgebiet verbreitet sind und in verschiedenartigen Gesteinen sitzen. Dies bedeutet, daß Turmalin seine Bausteine hauptsächlich aus den pneumatolytisch-hydrothermalen Agenzien bezog, wogegen der Chemismus der Nebengesteine hierbei nur eine untergeordnete Rolle spielte.

Blaue Turmaline kommen in der Natur selten vor. KUNITZ (1929, S. 221) erwähnt z.B. zwei blaue Indigolithe (= Lithium-Eisenturmaline) aus Südwestafrika und Goshen, Massachusetts; doch kann die Farbe dieser Turmaline nach DEER & al. (1962, I, S. 314) aufgrund der von KUNITZ veröffentlichten chemischen Analysen nicht befriedigend geklärt werden. Nach MACCARTHY (1926, S. 321f.) können diejenigen hydroxylführenden Minerale und chemischen Verbindungen blau gefärbt sein, die zugleich Fe^{2+} und Fe^{3+} enthalten, wobei Fe^{2+} deutlich das Fe^{3+} überwiegt. Nach KUNITZ (1929, S. 226) "spielt bei der Verfärbung höchstwahrscheinlich noch die Anwesenheit anderer dreiwertiger Metalle, wie

Scandium, Cer u.a. ... eine Rolle".

Doppelbrechung. $\Delta = 0{,}013-0{,}015$

Weitere optische Eigenschaften, die sich als wichtig für die Diagnostizierung des Minerals erwiesen, sind:

Charakter der Zone. $1' = (-)$

Konoskopisches Bild. In Schnitten quer zur c-Achse der aneinander parallel angeordneten Turmalinkriställchen wird manchmal ein zwar verschwommenes, aber doch eindeutig einachsiges, negatives konoskopisches Bild erhalten.

Regelung. Allgemein sind innerhalb der Turmalinaggregate die winzigen Kristalle der Länge nach (= c-Achse) sowohl untereinander wie auch zu den Salbändern parallel oder subparallel ausgerichtet. Um größere Nebengesteinsbrocken biegen sie in charakteristischer Weise, die an die bekannten Bilder der Fließtextur erinnert. Allem Anschein nach sind die Turmalinkriställchen mit c in die Transportrichtung (= a-Koordinate) eingeregelt (Abb. 196-200).

In der Probe Nr. 150 entspricht eine parallel zu den Salbändern des Ganges verlaufende Teilbarkeit (130/80 NE) anscheinend der s-Fläche (= ab-Ebene). Turmalin liegt mit c in dieser Fläche, und zwar parallel zur Richtung 65/78 NE, die offenbar der a-Koordinate entspricht. Dann ist b im Gang 129/5 NW orientiert, es läßt sich jedoch an keinerlei Merkmalen erkennen. Im Nebengestein des Ganges (Granitblastomylonit) ist hingegen s 155/7 SW, b 80/5 SW. Die Richtung 65/78 NE im Turmalingang steht somit beinah parallel zur c-Koordinate des Granitblastomylonits (vgl. Diagramm d 99 in 3.11.1 sowie Abb. 200).

Mehrere gewöhnlich nicht lang aushaltende Haarrisse der Turmalin-Quarz-Gänge, die zueinander und zum s des Gesteins unterschiedlich orientiert sind, sind mit Turmalin ausgefüllt. Die Turmalinkriställchen liegen hier mit c parallel zu den Rißwänden, statistisch auch parallel zueinander und mithin quer zur c-Achse der Hauptmasse des Gangturmalins.

Turmalin-Teilanalysen und -Pulverdiagramme. Siehe Tab. 19 u. 20*.

Entstehung. Offensichtlich bildete sich Turmalin in der Hauptsache aus Bestandteilen der pneumatolytisch-hydrothermalen Agenzien, in geringerem Maß aus dem Stoff verdrängter Minerale der Nebengesteine. Wie Turmalin durch Reaktion von HF und H_3BO_3 mit dem vorhandenen Plagioklas- und Biotitbestand entstehen konnte, wird durch nachstehende vereinfachte Gleichung umrissen:

---

* Herrn Dr. Riederer, Herrn Dr. Schiemenz und Frau Camman sei besonders gedankt für ihre wertvolle Hilfe bei der Untersuchung des Minerals.

Tabelle 19 : Turmalin-Teilanalysen (in Gew.-%)

Probe-Nr.	TiO_2	Fe_2O_3	FeO	MnO	CaO	MgO	Na_2O	K_2O	H_2O
147	0,43	3,17	4,40	Sp.	0,77	5,09	1,78	0,42	1,61
165	0,25	2,22	5,00	Sp.	0,40	5,39	1,21	0,16	1,62

Analytiker: G. CAMMANN, Labor des Mineralogisch-Petrographischen Instituts der Universität München.

Tabelle 20 : Turmalin-Pulverdiagramme

Probe-Nr. 147		Probe-Nr. 165		ASTM-Kartei 19-1372 (Fe^{+3}-Dravit)	
d	Intens.	d	Intens.	d	Intens.
2,590	100	2,589	100	2,586	100
4,012	90	4,008	90	4,000	90
2,976	70	2,976	70	2,979	90
6,430	40	6,421	40	6,440	60
2,048	30	2,047	30	2,052	30

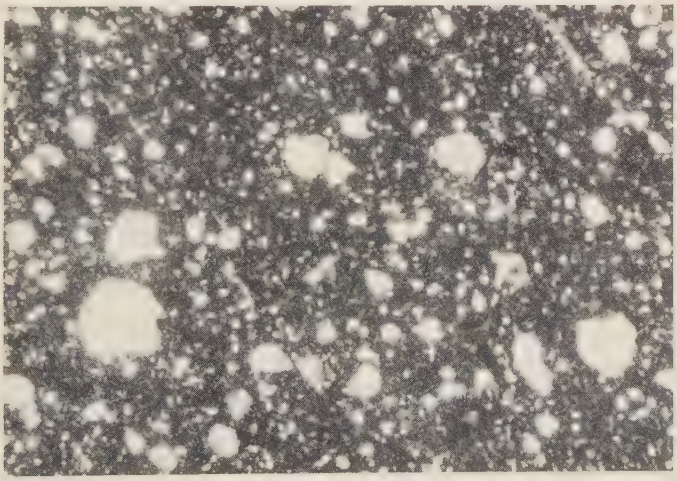


Abb. 200: Turmalin-Quarz-Ganggestein; Probe-Nr. 150, Dünnschl.-Nr. 4527.- Schnitt quer zur c-Achse des eingeregelten Turmalins. Dieser bleibt daher beim Drehen des Mikroskoptisches dunkel. In die Augen springt die weitgehend isometrische Form der Quarzbrocken, die anscheinend mit ihrer längsten Achse parallel zur c-Achse des Turmalins eingeregelt sind (2,0 x 1,4 mm, Nic. +).

$$3\ (4\ CaAl_2Si_2O_8 \cdot 6\ NaAlSi_3O_8) + 6\ K(Mg,Fe^{2+})_3AlSi_3O_{10}(OH)_2 + 48\ HF + 18\ H_3BO_3$$

Plagioklas mit 40 Mol.-% An Biotit

$$\longrightarrow\ 6\ Na(Mg,Fe^{2+})_3Al_6B_3Si_6O_{27}(OH)_2F_2 + 3\ KAl_2AlSi_3O_{10}(OH)_2 + 3\ KAlSi_3O_8 +$$

Eisen-Dravit Muscovit K-Feldspat

$$42\ SiO_2 + 12\ NaF + 12\ CaF_2 + 48\ H_2O$$

Quarz

Bemerkenswert ist, daß als Nebenprodukte der Reaktion Muscovit, K-Feldspat und vor allem Quarz entstehen. Für einen ziemlich hohen HF-Anteil der pneumatolytisch-hydrothermalen Agenzien spricht wohl die Zusammensetzung der vorliegenden Gesteine, die zum größten Teil aus Quarz und Turmalin bestehen (vgl. KUNITZ 1929, S. 238).

In die Augen springt der hohe Fe- und Mg-Gehalt des Turmalins (s. Tab. 19): Bei der Mehrheit der Turmalin-Quarz-Gänge, die wie bereits eingangs berichtet, in Eruptivgesteinen sitzen, kann der Fe- und Mg-Gehalt, selbst bei einem niedrigen Turmalinanteil, nicht allein aus verdrängten (Fe,Mg)-haltigen Mineralen herrühren. Andererseits ist eine Reihe von Oxiden, wie z.B. CaO, Na_2O und z.T. auch K_2O, die früher in Nebengesteinseinschlüssen vorhanden waren, fortgeführt worden. Turmalin hat die meisten Phasen der eingeschlossenen Nebengesteinsbrocken, voran Plagioklas, Biotit und Hornblende, weitgehend oder vollständig verdrängt, so daß die vorliegenden Ganggesteine nunmehr nahezu ausschließlich aus Quarz, Turmalin, K-Feldspat und wenig Muscovit bestehen (vgl. KUNITZ 1929, S. 231,238; BRAMMALL & al. 1925, S. 321f.; BROTZEN in DEER & al. 1962, I, S. 315).

Die kleine Korngröße der Turmalinkriställchen ist offenbar der schnellen Abkühlung nach dem Eindringen der pneumatolytisch-hydrothermalen Agenzien in ziemlich kalte Gesteine zuzuschreiben, die eine schnell zunehmende Viskosität und Keimbildung als Folge hatte (vgl. KUNITZ 1929, S. 234).

<u>Plagioklas</u> kommt reliktisch nur in einem Teil der untersuchten Proben vor. Er gehört ausschließlich zu den aus Nebengesteinen übernommenen Mineralen. Offenbar wurde Plagioklas von den pneumatolytisch-hydrothermalen Agenzien angegriffen und nahezu gänzlich zerstört. Seine Bestandteile dienten hauptsächlich zum Bau von Turmalin, Quarz und Muscovit (s. unter "Turmalin" in diesem Kap.).

<u>K-Feldspat</u>. Das stark wechselkörnige Mineral (vom submikroskopischen Bereich bis über 200 μ ø) ist Neben-, öfter sogar mitbestimmender Hauptgemengteil der Turmalin-Quarz-Gänge und -Kluftbeläge. Sein

quantitativer Anteil schwankt von Probe zu Probe erheblich, doch liegt er meist zwischen 10 und 20 Vol.-%.

In den vorliegenden Gesteinen erscheinen drei K-Feldspat-Generationen:

Generation I: Aus den Nebengesteinen der Gänge übernommener K-Feldspat.

Generation II: Junger K-Feldspat, der sich im Verlauf der pneumatolytisch-hydrothermalen Wirkung auf die Gesteine z.T. auf Kosten des Plagioklases und des Biotits bildete (vgl. unter "Turmalin" in diesem Kap.). Seine recht kleinen Körner sind in der Turmalingrundmasse ausgestreut und können nicht ohne weiteres von Körnern der Generation I unterschieden werden.

Generation III: K-Feldspatkörner, die vielfach zusammen mit Quarz oder Muscovit vor allem Querrisse des Gesteins ausfüllen.

Kleine K-Feldspatkörner, die in Turmalin eingeschlossen sind, zeigen einfache, oft gerundete Umrisse. In größeren Nebengesteinsbrocken liegender K-Feldspat erscheint hingegen häufig in unregelmäßig umgrenzten Gebilden, die Zwickel zwischen den anderen Mineralen der Brocken auffüllen. Auf Rissen des Gesteins sitzender junger K-Feldspat ist in der Regel ebenfalls stark unregelmäßig gestaltet. Nicht selten ist er in jungen Quarz eingebettet, doch liegt er gewöhnlich zwischen den viel größeren Quarzkörnern als Zwickelfüllung. Ein gleichzeitiges Wachstum beider Minerale erscheint mir hier sehr wahrscheinlich.

Biotit. Einige halbzersetzte Biotitschuppen, die zum alten Nebengesteinsmaterial gehören, wurden nur in wenigen Proben angetroffen. Biotit wurde anscheinend, genauso wie Plagioklas, von den pneumatolytisch-hydrothermalen Agenzien kräftig angegriffen und aufgelöst (s. unter "Turmalin" in diesem Kap.).

Muscovit kommt in nahezu allen Proben vor. Sein quantitativer Anteil liegt gewöhnlich unter 5 Vol.-%. Die allgemein sehr kleinen Muscovitschuppen sind ziemlich homogen über das Gestein verteilt; nur sporadisch schließen sie sich zu größeren Nestern zusammen.

Sitzt ein Turmalin-Quarz-Gang in muscovitführenden Gesteinen, wie z.B. Granitblastomylonit, so hat er einen Teil seines Muscovitgehaltes aus dem Nebengestein übernommen. Denn er ist deutlich muscovitreicher als in muscovitarmen oder -freien Gesteinen sitzende Gänge;

außerdem zeigt er mehrere erheblich größere Muscovitschuppen als üblich, die an die übernommenen Nebengesteinsbrocken gebunden sind. Dies zeigt, daß die betreffenden Nebengesteine vor der Intrusion der vorliegenden Gänge muscovitisiert wurden.

Zum größten Teil entstand indes Muscovit in den Turmalin-Quarz-Gängen und -Kluftbelägen während des Emporsteigens der pneumatolytisch-hydrothermalen Agenzien aus Plagioklas und Biotit, wie die weiter oben unter "Turmalin" angeführte Gleichung zu erklären versucht. Hierfür spricht auch wohl die Tatsache, daß Muscovit in Proben mit erhalten gebliebenen Plagioklasresten stark zurücktritt.

Muscovit in feinen, ungeregelten Schuppen füllt ferner zusammen mit Quarz und K-Feldspat zahlreiche Risse des Gesteins auf. Quarz schließt häufig hier Muscovitschüppchen ganzrandig oder nur zum Teil ein.

Apatit mit wenigen kleinen, xenomorphen Körnern ist hie und da in den dünnen Äderchen vertreten, welche die vorliegenden Gesteine durchsetzen. Demgegenüber ist in den Turmalin-Quarz-Gängen selbst keine Spur Apatit vorhanden.

Zirkon kommt nur selten vor. Er wurde anscheinend aus den Nebengesteinen in die Turmalin-Quarz-Gänge übernommen.

Titanit tritt untergeordnet nur in wenigen Proben auf. Übernommene Titanitkörner, die vornehmlich an Nebengesteinsbrocken gebunden sind, sind weitgehend in Leukoxen umgewandelt worden. Jüngere, allotriomorphe oder hypidiomorphe Titanite, die deutlich nach Turmalin gebildet wurden, sitzen überwiegend auf Rissen des Gesteins.

Calcit füllt manche Sprünge und Hohlräume der Turmalin-Quarz-Gänge auf. Besonders zahlreich kommt er in Gängen vor, die in kristallinen Kalk intrudiert sind.

Erz ist in kleinen Beträgen (rd. 2-4 Vol.-%) in allen Proben anwesend. Es handelt sich vornehmlich um hypidiomorphe bis rohidiomorphe Magnetit- und Pyritkörner, die mehr oder weniger in Hämatit oder Fe-Hydroxide und -Hydrate übergegangen sind, sowie um Leukoxenklümpchen. Während Magnetit anscheinend einem aus den Nebengesteinen übernommenen Mineral entspricht, imprägnierte Pyrit die Turmalin-Quarz-Gänge und -Kluftbeläge nach ihrer Intrusion.

Verrosteter Pyrit ist manchmal recht reichlich und in ziemlich großen (bis zu 5 mm ø) Kristallen vorhanden. Ilmenit wurde oft aus

Nebengesteinen in die Turmalin-Quarz-Gänge übernommen, liegt jedoch nur noch als Leukoxen vor. Letzterer ist indes nur in geringem Maß aus Ilmenit entstanden; vor allem wurde er auf Kosten früher vorhandener Titanite und Biotite gebildet. Nach BRAMMALL & al. (1925, S. 326,330) wird aus TiO_2, das bei dem Zerfall von Biotit oder Ilmenit frei wird, unter den Zuständen des pneumatolytischen Stadiums kein Titanit, sondern nur noch Brookit, Anatas oder Rutil gebildet.

6. PETROCHEMISCHER TEIL

Von den wichtigsten Eruptivgesteinen des Arbeitsgebietes habe ich einige repräsentative Proben petrochemisch untersucht, und zwar 9 Granodioritgesteine (Anal. Nr. 1-9), 5 Granitblastomylonite (Anal. Nr. 10-14), 6 leukokrate Ganggesteine (Anal. Nr. 15-20) und 3 porphyrartige Ganggesteine (Anal. Nr. 21-23).- Arbeitsmethoden s. in 2. Die Analysenergebnisse werden in Tab. 21 aufgeführt. Die analysierten Proben wurden hauptsächlich nach den Niggli-Methoden (BURRI & al. 1945, BURRI 1959), zum Teil auch nach dem CIPW-System studiert.

6.1 Die Niggli-Werte

In Tab. 22 sind die Niggli-Werte zusammengestellt worden. Die Quarzzahl qz ist ein Maß für die Menge des Quarzes im Gestein. t ist der Tonerdeüberschuß; es ist t = al - (alk + c).

Der Chemismus der analysierten Gesteinsproben ist: in bezug auf si schwach bis stark sauer und nur bei der Anal. Nr. 23 neutral; in bezug auf die Werte al und fm bei den Anal. Nr. 1-20 salisch bis stark salisch, bei den Anal. Nr. 21 und 22 schwach salisch und bei der Anal. Nr. 23 isofal; in bezug auf c c-arm bis c-normal; in bezug auf die Werte al und alk intermediär alkalisch bis alkalireich.

Aufgrund ihres Chemismus werden die vorliegenden Gesteine zum größten Teil der Kalkalkalireihe (pazifischer Typus) zugeordnet. Wenige stehen zwischen Kalkalkali- und Kalireihe (Anal. Nr. 5,11,14, 21,22) und nur eines (Anal. Nr. 23) gehört deutlich der Kalireihe an. Es ist interessant hierbei, daß die Anal. Nr. 21,22 und 23 porphyrartigen Ganggesteinen entsprechen.

Im k-mg-Diagramm (Abb. 202) liegen die Projektionspunkte der analysierten Eruptivgesteine im Bereich k = 0,29 - 0,54 und mg = 0,33-0,58. Nur die Projektion der Anal. Nr. 2 (Grundmasse eines Granodioritblastomylonit-Vorkommens mit riesenkörnigen K-Feldspateinsprenglingen) bildet mit k = 0,13 eine Ausnahme. Die Projektionspunkte streuen im großen und ganzen wie diejenigen der jungen vulkanischen Gesteine des Lassen-Peak-Vulkans, Calif., USA, die dem pazifischen Provinzialtypus angehören (BURRI 1959, S. 87, Fig. 39a). Im Gegensatz aber zu diesen Laven, bei denen k um 0,25 pendelt, liegen die k-Werte in den Magmatiten meines Arbeitsgebietes wesentlich höher, was ihre Lage zwischen pazifischem und mediterranem Typus unterstreicht.

Tabelle 21 : Chemischer Stoffbestand (Gew.-%)

Lfd. Nr.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
Probe-Nr.	1	5	9	8	15	17	23	27	30	36	41	47
SiO_2	71,41	68,22	71,29	69,81	65,73	66,46	69,00	68,74	68,39	72,22	70,84	76,28
TiO_2	0,18	0,24	0,20	0,27	0,38	0,32	0,25	0,23	0,27	0,20	0,36	0,10
Al_2O_3	14,59	17,10	14,55	15,20	16,13	16,74	16,29	15,73	16,32	15,00	15,07	12,71
Fe_2O_3	1,43	1,45	0,62	0,98	1,19	1,06	1,31	0,64	1,11	0,64	0,56	0,56
FeO	0,47	1,29	0,72	1,38	1,94	1,42	0,95	1,68	1,20	0,73	1,66	0,49
MnO	0,01	0,09	0,17	0,07	0,07	0,11	0,06	0,07	0,07	0,02	0,05	0,03
MgO	0,56	1,09	0,68	1,01	1,09	1,26	0,80	1,66	1,14	0,57	0,92	0,46
CaO	1,53	4,18	2,50	2,91	3,53	3,48	3,05	2,56	3,12	0,87	1,65	0,57
Na_2O	4,01	4,90	3,65	3,92	4,94	4,50	4,12	4,67	4,09	2,92	3,15	2,91
K_2O	4,95	1,10	4,16	4,00	3,27	2,77	2,98	3,39	3,22	4,13	3,88	5,22
P_2O_5	0,01	0,19	0,07	0,13	0,19	0,15	0,10	0,03	0,09	0,13	0,11	0,02
H_2O^+	0,72	0,60	0,47	0,41	0,48	0,90	0,53	0,49	0,65	1,75	0,85	0,54
H_2O^-	0,07	0,17	0,14	0,09	0,08	0,22	0,14	0,05	0,11	0,29	0,17	0,12
Summe	100,96	100,62	99,22	100,18	99,02	99,39	99,58	99,94	99,78	99,47	99,27	100,01

Analytiker: Anal. Nr. 5,8 G. Cammann, Anal. Nr. 1,2,3,4,6,7,9,10,11,12 A. Kokkinakis

Tabelle 21 (Forts.) : Chemischer Stoffbestand (Gew.-%)

Lfd. Nr.	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23
Probe-Nr.	50	52	53	59	62	69	73	75	141	142	84
SiO_2	73,42	70,24	70,88	71,01	77,02	75,70	75,50	76,32	66,36	62,70	58,48
TiO_2	0,24	0,34	0,09	0,10	0,05	0,04	0,06	0,03	0,44	0,53	0,59
Al_2O_3	14,14	15,59	16,40	16,50	12,81	14,11	13,51	13,89	14,91	17,10	15,59
Fe_2O_3	0,43	1,03	0,32	0,24	0,22	0,32	0,17	0,13	0,99	1,37	1,60
FeO	1,12	1,42	0,59	0,53	0,37	0,43	0,33	0,27	1,99	3,08	3,24
MnO	0,01	0,03	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,07	0,08	0,08
MgO	0,48	0,87	0,67	0,51	0,42	0,55	0,29	0,12	2,06	2,77	3,31
CaO	1,32	1,01	2,16	1,54	0,70	1,01	1,89	0,91	2,38	3,29	6,62
Na_2O	3,80	3,20	5,00	4,87	3,28	3,29	2,90	3,85	5,01	4,00	4,00
K_2O	4,03	4,00	3,05	4,15	4,96	4,81	5,03	4,25	3,39	3,05	4,57
P_2O_5	0,09	0,19	0,05	0,04	0,02	0,02	0,03	0,01	0,25	0,52	0,22
H_2O^+	0,75	1,32	0,39	0,70	0,44	0,24	0,26	0,46	0,98	1,02	1,34
H_2O^-	0,08	0,23	0,20	0,07	0,13	0,17	0,20	0,15	0,24	0,30	0,17
Summe	99,91	99,47	99,81	100,26	100,42	100,69	100,17	100,39	99,07	99,81	99,81

Analytiker: Anal. Nr. 21,22,23 G. Cammann, Anal. Nr. 13 bis 20 A. Kokkinakis

Tabelle 22 : Niggli-Werte

Anal.-Nr.	si	al	fm	c	alk	k	mg	ti	p	w	c/fm	t	qz
1	361	43,6	11,9	8,5	36,0	0,45	0,36	0,9	0,0	0,72	0,72	- 1,0	+116,0
2	286	42,2	16,1	18,8	22,9	0,13	0,42	0,8	0,3	0,50	1,17	+ 0,5	+ 94,4
3	361	43,5	11,2	13,7	31,6	0,43	0,46	0,9	0,3	0,44	1,22	- 1,8	+136,6
4	320	41,1	15,7	14,3	28,9	0,40	0,44	1,1	0,3	0,39	0,91	- 2,1	+ 94,4
5	268	38,8	17,5	15,5	28,2	0,30	0,38	1,2	0,2	0,37	0,89	- 4,9	+ 55,2
6	280	41,6	16,5	15,7	26,2	0,29	0,48	1,0	0,3	0,42	0,95	- 0,3	+ 75,2
7	317	44,2	13,8	14,9	27,1	0,33	0,40	1,1	0,3	0,55	1,08	+ 2,2	+108,6
8	298	40,0	19,2	12,0	28,8	0,32	0,55	0,8	0,1	0,25	0,63	- 0,8	+ 82,8
9	304	42,6	16,0	14,7	26,7	0,34	0,47	1,1	0,3	0,37	0,92	+ 1,2	+ 97,2
10	422	51,6	11,2	5,3	31,9	0,48	0,44	1,1	0,4	0,44	0,47	+14,4	+194,4
11	364	45,6	16,7	9,3	28,4	0,45	0,43	1,5	0,3	0,23	0,56	+ 7,9	+150,4
12	485	47,7	9,5	3,8	39,0	0,54	0,44	0,4	0,0	0,50	0,40	+ 4,9	+485,0
13	414	46,6	10,8	7,8	34,8	0,41	0,37	1,0	0,3	0,25	0,72	+ 4,0	+174,8
14	368	48,1	16,7	5,6	29,6	0,45	0,40	1,3	0,3	0,41	0,34	+12,9	+149,6
15	346	47,2	8,2	11,2	33,4	0,29	0,57	0,3	0,1	0,33	1,37	+ 2,6	+112,4
16	353	48,4	6,5	8,4	36,7	0,37	0,55	0,3	0,1	0,30	1,29	+ 3,3	+106,2
17	510	48,1	6,8	4,6	40,5	0,50	0,56	0,4	0,0	0,37	0,68	+ 3,0	+248,0
18	444	48,6	8,5	6,3	36,6	0,49	0,58	0,2	0,0	0,40	0,74	+ 5,7	+195,6
19	450	47,3	4,6	12,2	35,9	0,53	0,54	0,4	0,1	0,33	2,65	- 0,8	+206,4
20	472	50,6	3,3	5,9	40,2	0,48	0,33	0,1	0,0	0,33	1,79	+ 4,5	+211,2
21	478	36,7	23,1	10,8	29,4	0,31	0,55	1,3	0,5	0,30	0,47	- 3,5	+ 60,4
22	230	36,9	28,6	13,0	21,5	0,34	0,52	1,5	0,9	0,30	0,45	+ 2,4	+ 44,0
23	183	28,7	27,8	22,1	21,4	0,43	0,55	1,1	0,2	0,31	0,79	-14,8	- 2,6

Gesteinschemotypus: 1. engadinitgranitisch, 2. farsunditisch, 3. yosemititgranitisch, 4. yosemititgranitisch/leukoquarzdioritisch, 5. leukoquarzdioritisch/granosyenitisch, 6. leukoquarzdioritisch, 7. yosemititgranitisch/leukoquarzdioritisch, 8. adamellitisch/leukoquarzdioritisch, 9. leukoquarzdioritisch, 10. aplitgranitisch/engadinitgranitisch, 11. yosemititgranitisch/rapakiwitisch, 12. aplitgranitisch, 13. aplitgranitisch/engadinitgranitisch, 14. engadinitgranitisch/rapakiwitisch, 15. yosemititaplitisch, 16. yosemititaplitisch, 17. aplitgranitisch, 18. aplitgranitisch, 19. aplitgranitisch/quarzdioritaplitisch, 20. aplitgranitisch, 21. tasnagranitisch/kaligibelitisch, 22. granitisch/leukomonzonitisch, 23. si-monzonitisch

Unter der Tab. 22 sind die den Niggli-Werten zukommenden Gesteinschemotypen angeführt worden. Diese entsprechen den Magmentypen von NIGGLI, wie sie BURRI (1959) in Tab. III aufgestellt hat. Gesteinschemotypen vermitteln einen Überblick über den Chemismus der Gesteine und erlauben darüber hinaus einen Vergleich mit dem Chemismus von Gesteinen anderer Gebiete. Unter Gesteinschemotypus verstehe ich die chemische Beschaffenheit der Gesteine wie sie heute vorliegen, ohne jeglichen Anspruch auf eine genetische Deutung oder Klassifikation. Es ist ja bekannt, daß magmatische und metamorphe Gesteine ähnlichen Chemismus haben können. Alle magmatogenen Gesteine des untersuchten Gebietes wurden schwach bis stark mechanisch deformiert und metamorphosiert. Hierbei fanden Stoffaustauschprozesse statt, so daß die Eruptivgesteine nicht mehr ihre primäre Zusammensetzung voll besitzen. Es gilt vielmehr den Einfluß der Metamorphose zu berücksichtigen und Rückschlüsse auf den ursprünglichen Gesteinschemismus zu ziehen.

LEITMEIER (1950, S. 27) meint: "Die Typen geben nur ein anschauliches Bild der Gesteinszusammensetzung und dienen nur zum Vergleich." STRECKEISEN (1964, S. 197) äußert sich in ähnlichem Sinne: "Magmentypen sind lediglich Gesteins-Chemotypen und sollten nichts anderes sein... Es wurde dabei nie vorausgesetzt, daß in jedem Fall ein wirkliches Magma der betreffenden Zusammensetzung bestanden haben muß, noch daß ein Eruptivgestein stets aus einem Magma gleicher chemischer Zusammensetzung gebildet worden ist."

Das Diagramm der Abb. 201 gibt die Variation von al, fm, c und alk gegenüber si für die magmatogenen Gesteine des Arbeitsgebietes wieder. al und alk nehmen mit steigendem si langsam zu. Ihre Mittelkurven verlaufen annähernd parallel. Im Gegensatz hierzu verhalten sich c und fm gegenüber si antipathetisch. In bezug auf si ergibt sich eine Variationsbreite von 183 bis 510.

Aus dem Diagramm k, 2alk/(al+alk) bei $t \leq 0$ bzw. 2alk/(2alk+c) bei $t > 0$ (Abb. 203) kann man die Art des normativen Plagioklases und das Verhältnis des normativen K-Feldspates zum gesamten Feldspat ablesen. Normativer Plagioklas ist bei den meisten der analysierten Eruptivgesteine Oligoklas. Albit kommt weniger häufig vor. Andesin erscheint nur bei der Anal. Nr. 22 eines porphyrartigen Ganggesteins und der Anal. Nr. 2 der Grundmasse eines Granodioritblastomylonits mit riesenkörnigen K-Feldspatporphyroklasten. Das normative Verhältnis Kf:F schwankt beim Granodiorit bzw. Granodioritblastomylonit und bei porphyrartigen Ganggesteinen überwiegend zwischen 0,22 und 0,37, beim

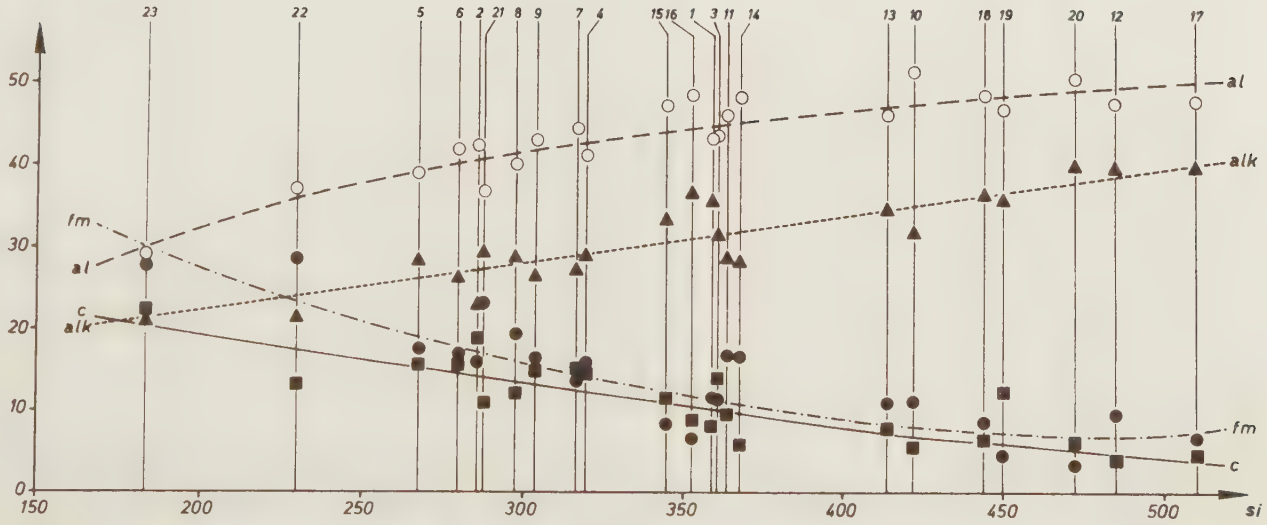


Abb. 201: Variation von al, alk, fm und c gegenüber si für die analysierten magmatogenen Gesteine des Symvolon-Gebirges und des Kavala-Gebietes.

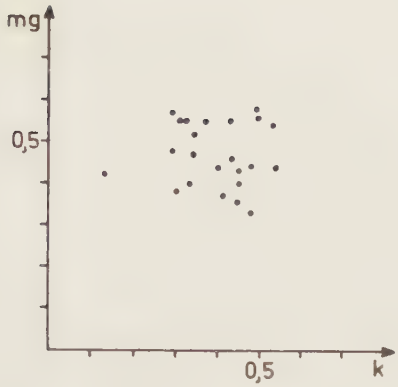


Abb. 202: k-mg-Diagramm der analysierten magmatogenen Gesteine des Symvolon-Gebirges und des Kavala-Gebietes.

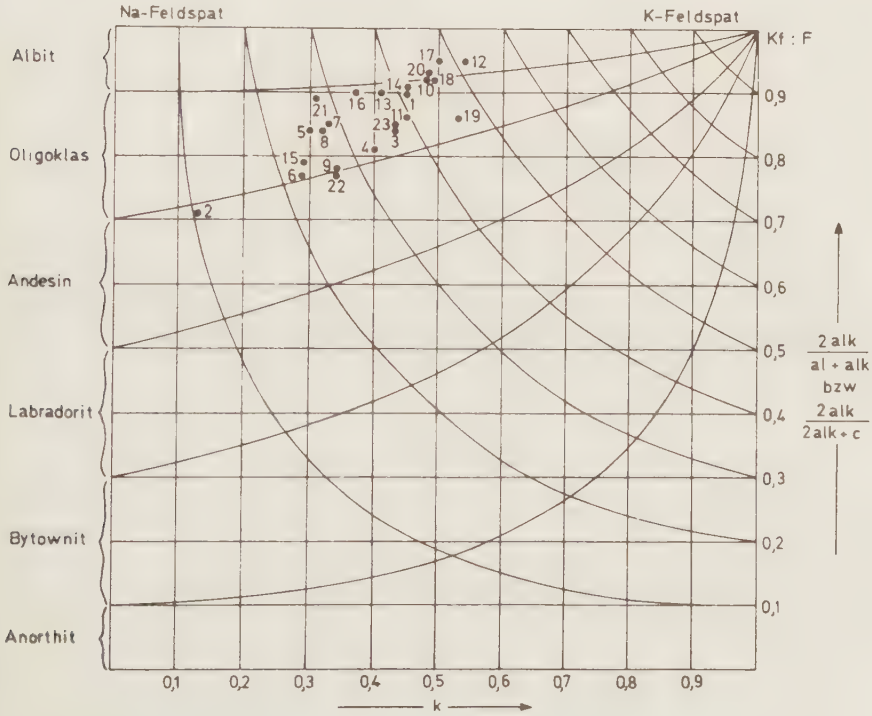


Abb. 203: k-2alk/(al+alk)- bzw. k-2alk/(2alk+c)-Diagramm der analysierten magmatogenen Gesteine des Symvolon-Gebirges und des Kavala-Gebietes.

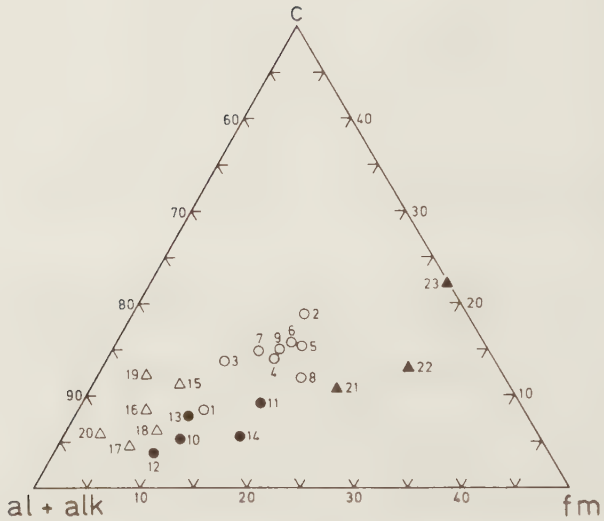


Abb. 204: Die analysierten magmatogenen Gesteine des Symvolon-Gebirges und des Kavala-Gebietes im c-(al+alk)-fm-Dreieck. Weiße Kreise: Granodiorit und Granodioritblastomylonit; schwarze Kreise: Granitblastomylonit; weiße Dreiecke: leukokrate Ganggesteine; schwarze Dreiecke: porphyrartige Ganggesteine.

Granitblastomylonit und bei den meisten leukokraten Ganggesteinen zwischen 0,37 und 0,52. Eine Ausnahme bildet der Projektionspunkt der chemischen Anal. Nr. 2, der bei 0,11 liegt.

Im c-(al+alk)-fm-Dreieck besetzen die Projektionen der analysierten magmatogenen Gesteine des Arbeitsgebietes deutlich voneinander absetzende Felder (Abb. 204). Die Mehrzahl der Granodioritgesteine liegt im Bereich c = 12-17 %, al+alk = 65-75 %, fm = 10-20 %. Demgegenüber sind porphyrartige Ganggesteine al+alk-ärmer, Granitblastomylonite und leukokrate Ganggesteine wesentlich al+alk-reicher. Letztere Gesteinsgruppen unterscheiden sich dadurch, daß Granitblastomylonit höhere fm-Werte aufweist.

6.2 Der normative Stoffbestand

In Tab. 23 werden die CIPW-Norm (in Gew.-%) der 23 analysierten Gesteine sowie die entsprechenden Symbole und die Differentiationsindizes D.I. nach THORNTON & al. (1960) aufgeführt. Es ist: D.I. = Q + or + ab. Aus der Tab. ist zu ersehen, daß der Differentiationsindex bei den meisten Gesteinen recht hoch ist. Die magmatogenen Gesteine des Arbeitsgebietes sind demnach normativ vorwiegend aus Q, or und ab zusammengesetzt. Die Q-, or- und ab-Werte wurden auf der Basis von Q + or + ab = 100 umgerechnet und in das Q-Ab-Or-Dreieck projiziert (Abb. 205). Es ist Q = SiO_2, Ab = ab = $NaAlSi_3O_8$, Or = or = $KAlSi_3O_8$.

Auffallend ist der häufige Al_2O_3-Überschuß der magmatogenen Gesteine, welcher in der CIPW-Norm als Korund erscheint. Normativer Diopsid konnte daher nur in wenigen Fällen gebildet werden.

Nach der Niggli-Methode wird der Chemismus eines Gesteins mit dessen Modus verglichen, indem ein normativer Mineralbestand (oder Norm genannt) auf äquivalenter Grundlage berechnet wird. Dieser soll möglichst keine großen Unterschiede zum tatsächlich vorhandenen Mineralbestand aufweisen. Zu diesem Zweck benutzt man idealisierte Standard-Mineralzusammensetzungen oder auch analysierte natürliche Minerale. Die auf diese Weise erhaltenen Äquivalentprozente können in Volumprozente umgerechnet werden (s. BURRI 1959, S. 176ff.) und so mit den Volumprozenten der Modalanalysen unmittelbar vergleichbar sein. Zunächst berechnet man aus der Gesteinsanalyse sogenannte Basisverbindungen, die z.T. nur hypothetisch, d.h. als Minerale unbekannt sind. Auf die Summe 100 umgerechnet bilden die Basisverbindun-

Tabelle 23 : CIPW-Norm (in Gew.-%) und Differentiationsindex D.I.

Anal.-Nr.	Q	or	ab	an	C	mt	hm	il	ap	di	hy	Symbol	D.I.
1	24,84	29,47	34,06	6,95	-	0,93	0,80	0,46	-	0,65	1,10	I.4.2.3	88,37
2	24,72	6,67	41,39	19,74	0,51	2,09	-	0,46	0,34	-	3,62	I.4.3.4	72,78
2a*	21,92	17,66	36,70	17,50	0,45	1,85	-	0,41	0,30	-	3,21	I.4.2.4	76,28
3	27,60	25,02	30,92	10,84	-	0,93	-	0,46	0,34	0,68	2,03	I.4.2.3	83,54
4	24,84	23,35	33,01	12,23	-	1,39	-	0,61	0,34	1,11	3,29	I.4.2.3	81,20
5	15,60	19,46	41,92	11,95	-	1,86	-	0,76	0,34	3,86	2,79	I.4.2.4	76,98
6	19,86	16,68	38,25	16,40	0,20	1,62	-	0,61	0,34	-	4,29	I.4.2.4	74,79
7	26,22	17,79	34,58	14,18	1,12	1,86	-	0,61	0,34	-	2,26	I.4.2.4	78,59
8	19,86	20,02	39,30	11,95	-	0,93	-	0,46	-	0,68	6,14	I.4.2.4	79,18
9	24,00	18,90	34,58	14,46	0,82	1,62	-	0,61	0,34	-	3,72	I.4.2.4	77,48
10	36,90	24,46	24,63	3,34	4,49	0,93	-	0,46	0,34	-	1,80	I.3.1.3	85,99
11	31,50	22,80	26,72	7,51	2,96	0,93	-	0,76	0,34	-	4,28	I.4.2.3	81,02
12	37,50	30,58	24,63	2,78	1,33	0,93	-	0,15	-	-	1,36	I.3.1.3	92,71
13	32,58	23,35	31,96	5,56	1,53	0,70	-	0,46	0,34	-	2,39	I.4.2.3	87,89
14	32,70	23,35	27,25	4,17	4,49	1,39	-	0,61	0,34	-	3,29	I.4.2.3	83,30
15	24,06	17,29	42,44	10,29	1,02	0,46	-	0,15	0,10	-	2,26	I.4.2.4	83,79
16	22,26	25,02	40,87	7,78	1,12	0,23	-	0,15	0,10	-	1,86	I.4.2.4	88,15
17	36,54	29,47	27,77	3,34	0,82	0,23	-	0,15	-	-	1,40	I.3.1.3	93,78
18	34,92	28,36	27,77	5,00	1,63	0,46	-	-	-	-	1,99	I.4.2.3	91,05
19	34,92	29,47	24,63	8,90	-	0,23	-	0,15	-	0,43	0,76	I.4.2.3	89,02
20	35,04	25,58	32,49	4,45	1,12	0,23	-	-	-	-	0,70	I.4.2.3	93,11
21	16,14	20,02	42,44	8,06	-	1,46	-	0,76	0,67	1,57	6,71	I.4.2.4	78,60
22	16,08	18,35	34,06	12,79	2,45	2,09	-	1,06	1,34	-	10,50	II.4.2.5	68,49
23	1,44	27,24	34,06	10,84	-	2,32	-	0,91	0,34	17,06	3,92	II.5.2.3	62,74

* Errechnete Norm des Gesamtgesteins: 86,2 Vol.-% Grundmasse + 13,8 Vol.-% K-Feldspateinsprenglinge, die zu ± 90 Vol.-% aus reinem K-Feldspat bestehen.

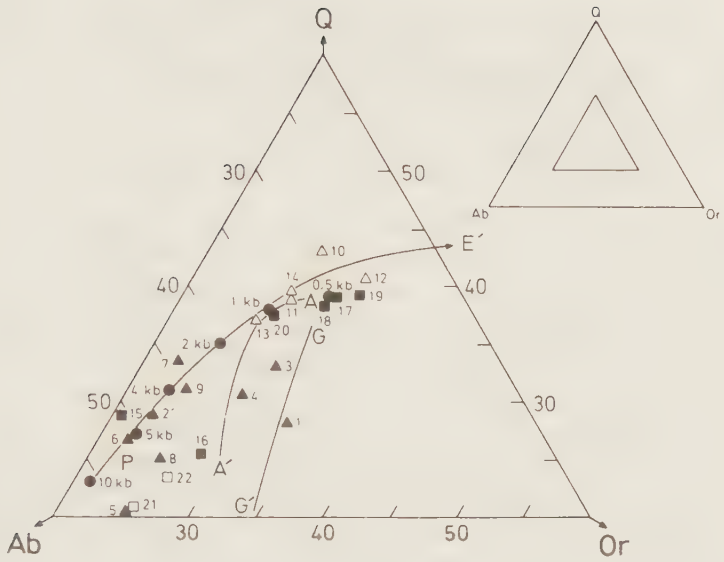


Abb. 205: Die magmatogenen Gesteine des Symvolon-Gebirges und des Kavala-Gebietes im Q-Ab-Or-Dreieck. Schwarze Dreiecke sind Projektionspunkte der analysierten Granodioritgesteine, weiße Dreiecke der Granitblastomylonite, schwarze Quadrate der leukokraten Ganggesteine, weiße Quadrate der porphyrartigen Ganggesteine. Kreise entsprechen den Eutektika bzw. Minima im System Q-Ab-Or-H_2O für 0,5, 1, 2, 4, 5 und 10 kb H_2O-Druck (nach TUTTLE & al. 1958, LUTH & al. 1964). Diese werden - mit Ausnahme des Minimums für 0,5 kb H_2O-Druck - durch die Linie P-E´ verbunden, deren oberer Teil, vom Minimum für 2 kb H_2O-Druck nach E´, auch der Projektion der isobaren kotektischen Linie des Systems Q-Ab-Or-An-H_2O für 2 kb H_2O-Druck in das Q-Ab-Or-Dreieck entspricht (gezeichnet nach WINKLER & al. 1972, Fig. 4, WINKLER 1976, Fig. 18-5). Die Linie G-G´ zeigt den Trend der Konzentration 507 granitiscner Gesteine, außer Aplite, vom Häufigkeitsmaximum in Richtung auf die Ab-Or-Linie. A-A´ ist die entsprechende Linie für 97 Aplite (aus LUTH & al. 1964). Nur zwei der vorliegenden Gesteinsanalysen konnten nicht in den gezeichneten Ausschnitt des Q-Ab-Or-Dreiecks projiziert werden: Anal. Nr. 2 (Grundmasse eines Granodioritblastomylonits mit riesenkörnigen K-Feldspatporphyroklasten) mit Q = 33,9, Ab = 56,9, Or = 9,2 und Anal. Nr. 23 (quarzarmes porphyrartiges Ganggestein) mit Q = 2,4, Ab = 54,3, Or = 43,3.

Tabelle 24 : Basis- und Q-, L-, M-, π-Werte

Anal.-Nr.	Q	Kp	Ne	Cal	Cs	Sp	Hz	C	Fs	Fa	Fo	Ru	Cp	Q	L	M	π
1	52,5	17,6	21,8	4,4	0,2	-	-	-	1,5	0,6	1,2	0,2	-	52,5	43,8	3,7	0,10
2	51,5	4,0	26,4	12,0	-	0,8	-	-	1,5	1,6	1,8	0,1	0,3	51,5	42,4	6,1	0,28
3	54,3	15,3	20,0	6,6	0,2	-	-	-	0,7	1,0	1,4	0,2	0,3	54,3	41,9	3,8	0,16
4	51,6	14,1	21,2	7,4	0,4	-	-	-	1,0	1,7	2,1	0,2	0,3	51,6	42,7	5,7	0,17
5	46,1	11,8	26,9	7,2	1,4	-	-	-	1,3	2,4	2,3	0,3	0,3	46,1	45,9	8,0	0,16
6	49,0	10,1	24,7	10,0	-	0,3	-	-	1,2	1,7	2,5	0,2	0,3	49,0	44,8	6,2	0,21
7	52,6	10,8	22,3	8,6	-	1,9	-	-	1,3	1,2	0,8	0,2	0,3	52,6	41,7	5,7	0,21
8	49,2	12,0	25,0	7,2	0,2	-	-	-	0,7	2,1	3,4	0,2	-	49,2	44,2	6,6	0,16
9	51,3	11,5	22,2	8,8	-	1,3	-	-	1,2	1,5	1,7	0,2	0,3	51,3	42,5	6,2	0,21
10	58,7	15,3	16,3	2,1	-	2,4	1,7	2,3	0,7	-	-	0,2	0,3	58,7	33,7	7,6	0,06
11	56,1	14,1	17,5	4,6	-	3,9	1,0	-	0,6	1,6	-	0,3	0,3	56,1	36,2	7,7	0,13
12	60,2	18,8	16,0	1,7	-	1,9	0,3	-	0,6	0,4	-	0,1	-	60,2	36,5	3,3	0,05
13	57,1	14,3	20,8	3,4	-	2,0	0,5	-	0,4	1,0	-	0,2	0,3	57,1	38,5	4,4	0,09
14	56,0	14,5	17,9	2,6	-	3,6	3,3	0,5	1,1	-	-	0,2	0,3	56,0	35,0	9,0	0,07
15	52,4	11,0	27,1	6,3	-	1,5	-	-	0,3	0,7	0,6	-	-	52,4	44,4	3,2	0,14
16	51,6	15,0	26,0	4,6	-	1,8	-	-	0,2	0,6	0,1	0,1	-	51,6	45,6	2,8	0,10
17	60,0	17,9	17,9	2,0	-	1,3	-	-	0,2	0,4	0,2	0,1	-	60,0	37,8	2,2	0,05
18	58,7	17,2	17,8	3,0	-	2,4	0,3	-	0,3	0,3	-	-	-	58,7	38,0	3,3	0,08
19	59,3	18,0	15,9	5,4	0,2	-	-	-	0,2	0,3	0,6	0,1	-	59,3	39,3	1,4	0,14
20	59,0	15,5	20,8	2,7	-	0,5	0,7	0,6	0,2	-	-	-	-	59,0	39,0	2,0	0,07
21	46,3	12,2	27,4	4,9	0,7	-	-	-	1,0	2,4	4,3	0,3	0,5	46,3	44,5	9,2	0,11
22	44,7	11,1	21,9	7,9	-	3,9	-	-	1,5	3,7	3,8	0,4	1,1	44,7	40,9	14,4	0,19
23	35,5	16,5	21,9	6,6	6,4	-	-	-	1,7	3,9	6,9	0,3	0,3	35,5	45,0	19,5	0,15

gen die Basis, aus der sich die zutreffenden gesteinsbildenden Minerale ableiten lassen.

In Tab. 24 werden neben den Basiswerten der analysierten Gesteine auch die Q-, L-, M- und π-Werte aufgeführt. Es ist: Q = Q (Quarz), L = Kp + Ne + Cal (Feldspat- und Feldspatoidverbindungen der Basiswerte), M = Cs + Fo + Fa + Fs + Sp + Hz + C + Cp + Ru (mafische Basisgruppenwerte), π = Cal/(Cal+Kp+Ne)(Verhältnis des normativ an Al gebundenen Ca zur Summe des an Al gebundenen Ca + K + Na).

Die analysierten Eruptiva habe ich in das QLM-Dreieck projiziert (Abb. 206). P ist der Projektionspunkt der normativen Pyroxene, F derjenige der Feldspäte. Quarzführende normative Mineralkombinationen liegen oberhalb, quarzfreie hingegen unterhalb der "Sättigungslinie" PF. Bis auf die Analyse Nr. 23 sind alle übrigen analysierten Proben an SiO_2 gesättigt und können daher freien Quarz führen. Die einzelnen Gruppen der Eruptivgesteine erscheinen im Diagramm gut voneinander getrennt. Porphyrartige Ganggesteine sind M-reich und Q-arm. Demgegenüber sind leukokrate Ganggesteine M-arm und liegen unweit der QL-Linie. Granitblastomylonite haben annähernd gleiche M-Werte mit Granodioritgesteinen, sind aber deutlich Q-reicher als diese.

In das Diagramm der Abb. 207 wurden die Projektionspunkte der anasysierten Gesteine aufgrund ihrer k- und π-Werte eingetragen. Aus diesem Diagramm kann man das Verhältnis Kp : Ne : Cal ablesen, welches gleich mit K : Na : Ca und Or : Ab : An ist. Bei den meisten der vorliegenden Gesteinsproben bildet Or 25-50 %, Ab 45-60 % und An 5-20 % der Summe der Feldspäte. Die einzelnen Gesteinsgruppen lassen sich zwar auf diesem Diagramm nicht gut voneinander unterscheiden, es steht jedoch fest, daß die Mehrzahl der Granodioritgesteine Or-ärmer, dafür aber Ab- und An-, d.h. Plag-reicher sind als die Granitblastomylonite und die meisten leukokraten Ganggesteine. Deutlich abseits vom Feld der übrigen Gesteinsproben liegt mit Or = 8,5 % der Projektionspunkt der Anal. Nr. 2. Im Vergleich zum Diagramm der Abb. 203 zeigen alle Gesteine niedrigere An-Werte. Dies geht auf die Tatsache zurück, daß bei gleichbleibenden k-Werten im Diagramm der Abb. 207 der π-Wert, im Diagramm der Abb. 203 hingegen das Verhältnis 2alk/(al+alk) oder das 2alk/(2alk+c) zugrunde liegt.

Der aus den Basisverbindungen errechnete normative Mineralbestand ist in Tab. 25-27 (in Vol.-%) aufgeführt worden. Bei der Berechnung der Norm habe ich den gebildeten Mineralen die idealisierten chemi-

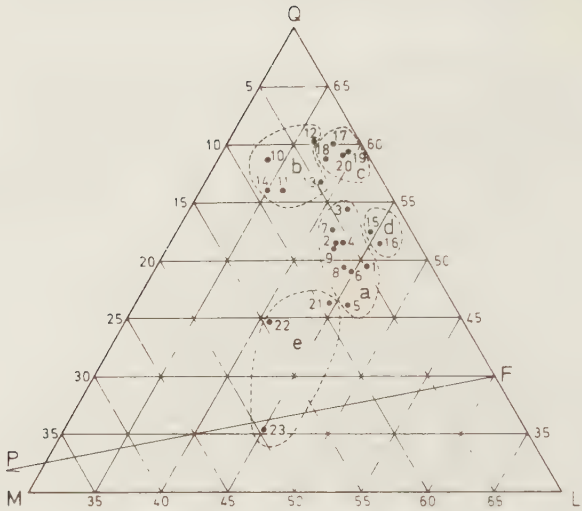


Abb. 206: Die analysierten magmatogenen Gesteine des Symvolon-Gebirges und des Kavala-Gebietes im QLM-Dreieck. a = Feld des Granodiorits bzw. Granodioritblastomylonits, b = Feld des Granitblastomylonits, c = Feld der SiO_2-reicheren leukokraten Ganggesteine, d = Feld der SiO_2-ärmeren leukokraten Ganggesteine, e = Feld der porphyrartigen Ganggesteine.

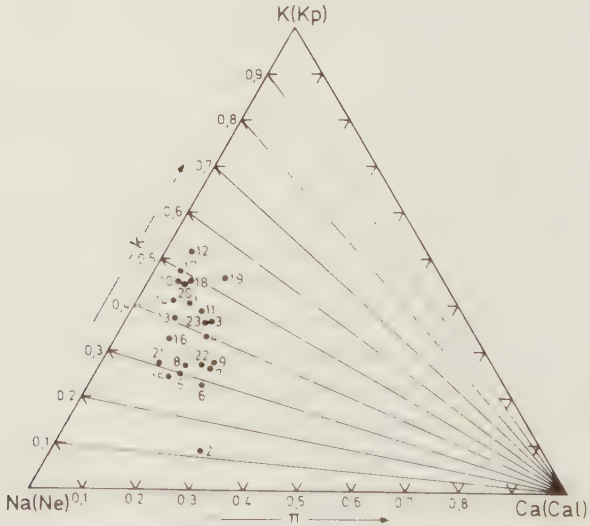


Abb. 207: Die analysierten magmatogenen Gesteine des Symvolon-Gebirges und des Kavala-Gebietes im K-Na-Ca-Dreieck.

schen Formeln von BURRI (1959, S. 272-274) zugrunde gelegt. Bei komplex gebauten Mineralen, wie z.B. Plagioklas, Hornblende, Biotit, habe ich den prozentualen Anteil der beiden Endglieder sowie ihre Summe aufgeführt. Bei Plagioklasen wird außerdem der entsprechende An-Gehalt angegeben.

Der erhaltene normative Mineralbestand weist mitunter erhebliche Unterschiede zum entsprechenden Modus auf. Wichtigste Gründe hierfür sind:

a) Die Tatsache, daß beim Berechnen des Modus nur einige wenige Tausende Punkte aus einem kleinen Bereich des mehr oder minder inhomogenen Gesteins berücksichtigt wurden. Demgegenüber habe ich für die chemische Analyse möglichst große Gesteinsmengen verwendet. Das Material wurde derart aufbereitet, daß es zum Schluß vollständig homogenisiert war (vgl. 2.).

b) Die idealisierte Zusammensetzung der zum Verrechnen der Norm zugrundegelegten Minerale kann von der tatsächlichen Zusammensetzung der im Gestein vorhandenen Minerale nicht unerheblich abweichen.

c) Es ist auch möglich, daß die Dichten, die beim Umrechnen der Äquivalent- in Volumprozente verwendet wurden, nicht immer mit den tatsächlichen Mineraldichten übereinstimmen.

d) Während der mechanischen Deformation der Gesteine und der gleichzeitigen metamorphen Prozesse wurde unter dem Einfluß hydrothermaler Lösungen ein Teil des Ca und des Mg - in geringerem Ausmaß auch ein Teil des Fe und der Alkalien - aus den Gesteinen weggeführt (vgl. auch MOREY & al. 1955 sowie Kap. 7. dieser Schrift). Diese sind daher in der Regel c-arm und t-reich. Das überschüssige Al_2O_3 kann z.T. als submikroskopischer Sericit vorliegen, der modalanalytisch nicht erfaßt werden konnte.

Plagioklaswerte liegen meistens beträchtlich höher als im Modus, weil der größte Teil des vorhandenen CaO und das gesamte Na_2O zur normativen Plagioklasbildung verwendet wurden. Na_2O ist jedoch im Gestein nicht nur an Plagioklas, sondern in geringen Beträgen auch noch an viele andere Minerale, wie K-Feldspat, Hornblende, Biotit, Muscovit, gebunden (vgl. DEER & al. 1962-1963). Hinsichtlich des K-Feldspates ist zwar das Na_2O weitgehend als Perthitalbit entmischt worden, doch konnten anscheinend sehr feine Perthitlamellen bei der Integrationsanalyse nicht erfaßt werden. Der Gehalt an Na_2O, der im Gestein nicht an Plagioklas gebunden ist, aus dem aber normativer

Albit gebildet wird, drückt deutlich den normativen An-Gehalt der Plagioklase gegenüber dem optisch ermittelten.

Der gesamte P des Gesteins wird zur Bildung von Calciumphosphat (Cp) verwendet. Deswegen liegen normative Cp-Werte meist um die Hälfte höher als modale Apatitwerte. Dies mag, abgesehen von geringen Beträgen an Monazit, einmal auf Substitutionen des Si durch P in den SiO_4-Tetraedern der Silikate zurückgehen, zumal beide Elemente ähnliche Ionenradien haben (vgl. KORITNIG 1965), zum anderen auf mikrolithische Apatitnädelchen, die in das modalanalytische Ergebnis nicht eingehen konnten.

Titanit wurde wegen der Armut der vorliegenden Gesteine an Ca nur selten normativ gebildet; TiO_2 erscheint daher in der Norm als Rutil. Hierbei ist zu berücksichtigen, daß Ti nicht nur an Titanit und Leukoxen, sondern auch zu einem guten Teil an Biotit, Hornblende oder Ilmenit gebunden sein kann.

6.3 Petrochemische Beschreibung der einzelnen Gesteinsgruppen

6.3.1 Granodiorit und Granodioritblastomylonit (Anal. Nr. 1-9)

Hohe ab- und ziemlich mäßige Q- sowie or-Werte sind die Hauptmerkmale der CIPW-Norm der vorliegenden Gesteine (Tab. 23). Daneben springen in die Augen die gegenüber Granitblastomyloniten und leukokraten Ganggesteinen zumeist deutlich höheren an- und mt-Gehalte sowie die niedrigen oder fehlenden C-Werte und das damit zusammenhängende häufige Aufkommen von di. Gesteinssymbol ist I.4.2.3 oder I.4.2.4. Der Differentiationsindex schwankt zwischen 74,79 und 88,37 mit Schwerpunkt bei 80,01.

Im Q-Ab-Or-Dreieck (Abb. 205) liegen die Projektionspunkte der Anal. Nr. 1 und 3 nahe der Linie G-G´, die nach LUTH & al (1964) den Trend der Konzentration von 507 granitischen Gesteinen, außer Aplite, vom Häufigkeitsmaximum in Richtung auf die Ab-Or-Linie zeigt. Alle übrigen Punkte sind mehr oder weniger nach der Linie Q-Ab verlagert, wobei mehrere von ihnen unweit desjenigen Bereiches der Linie P-E´ (= Verbindungslinie der Eutektika bzw. Minima im System Q-Ab-Or-H_2O für 1 bis 10 kb H_2O-Druck; WINKLER & al. 1972) liegen, der H_2O-Drücken über etwa 3 kb entspricht. Anal. Nr. 6 liegt sogar auf dieser Linie, in der Nähe des von LUTH & al. (1964) experimentell ermit-

telten Eutektikums im System Q-Ab-Or-H_2O für 5 kb H_2O-Druck. Dies bedeutet aber keineswegs, daß die leukokraten Mineralphasen des Gesteins, Quarz, Plagioklas und Alkalifeldspat, gemeinsam aus dem Magma ausgeschieden wurden. Vielmehr zeigt das Gefügebild, daß sich die genannten Komponenten in ihrer Hauptmasse nacheinander bildeten, d.h., eine kotektische Kristallisation wurde kaum verwirklicht. Die im vorliegenden Gestein festgestellte Kristallisationsabfolge, die bekanntlich von den PTX-Zuständen des kristallisierenden Magmas abhängt (vgl. WHITNEY 1975, S. 29), ist: 1) Plagioklas, 2) K-Feldspat, 3) K-Feldspat + Quarz, 4) Quarz (vgl. Tab. 12).

Aus dem Projektionsbereich der analysierten Granodioritgesteine fällt mit Q = 33,9, ab = 56,9, or = 9,2 die Anal. Nr. 2, der grobkörnigen Grundmasse eines Granodioritblastomylonits mit riesenkörnigen K-Feldspatporphyroklasten (Probe Nr. 5). Werden auch die K-Feldspat-Riesenkristalle berücksichtigt, die etwa zu 90 Vol.-% aus reinem K-Feldspat bestehen und 13,8 Vol.-% des Gesteins ausmachen, so liegt der Projektionspunkt 2´ dieses Gesteins im Q-Ab-Or-Dreieck dicht neben der Linie P-E´, etwa in der Mitte zwischen den Eutektika des Systems Q-Ab-Or-H_2O für 4 und 5 kb.

Nach der Niggli-Methode ist der Chemismus der vorliegenden Gesteine sauer, salisch, intermediär alkalisch bis alkalireich und c-arm bis c-normal. Diese Kennzeichen sind für die Gruppe der trondhjemitischen Magmen von NIGGLI (BURRI 1959, S. 94) charakteristisch. Der leukoquarzdioritische Typus kommt deswegen am häufigsten vor (Tab. 22). Vor der Metamorphose war der Chemismus dieser Gesteine sicher etwas basischer, weniger salisch sowie alkali- und c-reicher als der jetzt vorliegende. Der chemischen Anal. Nr. 2 kommt ein farsunditischer Chemismus zu. Ähnlichen Chemismus, allerdings mit etwas niedrigeren al- sowie höheren c- und alk-Werten, dürften die Granodioritgesteine zu Beginn der Kristallisation des K-Feldspates besessen haben.

Der Tonerdeüberschuß bei den chemischen Anal. Nr. 2, 7 und 9 führt zur normativen Muscovitbildung (Tab. 25). Muscovit habe ich jedoch in diesen Proben nur in Spuren feststellen können. Plagioklas liegt in der Norm meist etwas höher als im Modus. Normative Or- und Q-Gehalte weichen allgemein nur wenig von den entsprechenden modalen. Das äquivalente MgO:FeO-Verhältnis der Hornblende schwankt zwischen 4,2:3 und 1:1, liegt somit zumeist etwas niedriger als im Gestein. Diese Verhältnisse sind willkürlich genommen; die tiefgrünblaue n_z-

Tabelle 25 : Normativer Stoffbestand von Granodiorit- und Granodioritblastomylonit-Proben (in Vol.-%)

Anal.-Nr.	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Modalanal.-Nr.	69	94	86	84	100	103	80	108	66
Probe-Nr.	1	5	9	8	15	17	23	27	30
Q	26,2	25,6	28,0	25,8	17,9	21,6	28,1	23,6	26,6
Ab	34,4	42,8	31,6	33,7	43,3	39,7	35,6	40,1	35,4
An	7,0	13,8	6,1	10,6	10,1	14,3	13,8	11,7	14,2
An-Geh. (Mol.-%)	16,5	24,5	16,0	24,0	18,5	26,5	28,0	22,5	28,5
Plag, gesamt	41,4	56,6	37,7	44,3	53,4	54,0	49,4	51,8	49,6
Or	28,4	1,9	24,5	21,5	17,5	15,1	11,9	14,9	14,1
Mg-Bi	1,9	0,6	-	2,5	2,5	1,3	2,9	5,7	3,8
Fe-Bi	1,0	0,4	-	1,8	2,5	0,9	2,3	3,1	1,5
Bi, gesamt	2,9	1,0	-	4,3	5,0	2,2	5,2	8,8	5,3
Ms	-	6,1	2,8	-	-	1,4	4,3	-	3,0
Ant	-	-	-	-	-	1,1	-	-	-
At	-	-	-	-	-	0,5	-	-	-
Mg-Ho	-	4,0	3,0	1,3	1,7	1,3	-	-	-
Fe-Ho	-	3,2	2,3	1,4	1,9	1,4	-	-	-
Ho, gesamt	-	7,2	5,3	2,7	3,6	2,7	-	-	-
Mt	-	-	-	-	0,1	0,9	-	0,5	0,9
Hm	0,7	0,7	0,2	0,4	0,5	-	0,6	-	-
Tit	0,4	-	-	-	0,7	-	-	0,4	-
Ru	-	0,1	0,2	0,2	-	0,2	0,2	-	0,2
Cp	-	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3	-	0,3
Cc	-	-	-	-	0,5	-	-	-	-
Pi	-	0,5	1,0	0,5	0,5	-	-	-	-

Farbe spricht jedenfalls für hohe Fe^{2+}-Werte. Das restliche MgO+FeO wird nach der etwaigen Hornblende-, Chlorit- und Magnetitbildung zum Bau von Biotit verbraucht. Das äquivalente MgO:FeO-Verhältnis der normativen Biotite schwankt überwiegend um 3:2 (1:1 bis 3:1), liegt also etwas höher als im Gestein, stimmt aber gut überein mit dem aus dem Diagramm von HALL (1941) für die Farbe von n_z in Abhängigkeit von TiO_2, FeO und MgO erhaltenen.

GEORGIADES (1954) veröffentlichte eine chemische Analyse von "Granit" aus der Stadt Kavala. Er gibt außerdem die Niggli-Werte sowie den Magmatypus an. Es handelt sich offenbar um eine Analyse an Granodioritblastomylonit, auf dem die Stadt Kavala gebaut ist. Die Ergebnisse stimmen mit denjenigen der chemischen Analysen Nr. 8 und 9 sehr gut überein.

6.3.2 Granitblastomylonit (Anal. Nr. 10-14)

Die analysierten Proben werden durch hohe Q-, mäßige or- und absowie recht niedrige an-Werte gekennzeichnet (Tab. 23). Dies geht nicht zuletzt auf metamorphe Ereignisse zurück, in deren Verlauf die Plagioklase ihren primär-magmatischen Chemismus weitgehend einbüßten. Die ziemlich hohen C-Werte sind anscheinend ebenfalls derartigen metamorphen Prozessen zuzuschreiben. Gesteinssymbole sind I.3.1.3 und I.4.2.3. Der Differentiationsindex variiert zwischen 81,02 und 92,71.

Im Q-Ab-Or-Dreieck (Abb. 205) liegen die Projektionspunkte der fünf analysierten Proben nicht weit voneinander entfernt. Geradezu auffallend ist ihr geringer Abstand von der Projektion der isobaren kotektischen Linie des Systems Q-Ab-Or-An-H_2O für P_{H_2O} = 2 kb in das Q-Ab-Or-Dreieck. Die Projektionspunkte fallen somit in den Bereich der stärksten Besetzungsdichten von plutonischen Gesteinen, die normativen Korund führen (vgl. LUTH & al. 1964, Fig. 8). Derartige Eruptivgesteine sind nach LUTH & al. (1964, S. 771) aus Magmen mit ziemlich hohen H_2O-Gehalten kristallisiert. Da aber ein nicht unwesentlicher Teil des Q-Bestandes während der Metamorphose entstand, wobei auch ein kleiner Teil der Alkalien verlorenging (vgl. 7.), ist damit zu rechnen, daß die Projektionspunkte des Muttergesteins des Granitblastomylonits im Q-Ab-Or-Dreieck ursprünglich etwas näher der Ab-Or-Linie gelegen haben.

Der Chemismus der vorliegenden Gesteinsproben (stark salisch, intermediär alkalisch bis alkalireich und c-arm) gehört der Gruppe der

Tabelle 26 : Normativer Stoffbestand von Granitblastomylonit-Proben (in Vol.-%)

Anal.-Nr.	10	11	12	13	14
Modalanal.-Nr.	115	120	123	135	138
Probe-Nr.	36	41	47	50	52
Q	38,8	35,2	38,3	33,8	35,5
Ab	25,4	27,6	24,9	32,7	28,2
An	3,3	7,3	2,6	5,4	4,1
An-Gehalt (Mol.-%)	11,5	21,0	9,5	14,0	12,5
Plag, gesamt	28,7	34,9	27,5	38,1	32,3
Or	11,0	11,2	26,6	17,9	8,1
Mg-Bi	1,9	3,1	1,5	1,6	2,9
Fe-Bi	1,4	3,5	0,9	2,0	2,8
Bi, gesamt	3,3	6,6	2,4	3,6	5,7
Ms	17,3	11,2	4,8	5,8	17,4
Mt	-	-	-	0,3	-
Hm	0,4	0,3	0,3	-	0,5
Ru	0,2	0,3	0,1	0,2	0,2
Cp	0,3	0,3	-	0,3	0,3

NIGGLIschen leukogranitischen Magmen der Kalkalkalireihe an. Bei einigen Analysen lassen sich jedoch Züge der Gruppe der leukosyenitgranitischen Magmen der Kalireihe erkennen. Besonders charakteristisch sind die hohen t- und qz-Werte.

Der normative Stoffbestand nach der Niggli-Methode wird in Tab. 26 angegeben. Normativer Plagioklas liegt um 1/10 bis doppelt so hoch wie modaler.

Biotit liegt, bis auf einen Fall (Norm zur chemischen Anal. Nr. 14), niedriger als im Modus. Der Grund hierfür dürfte, abgesehen von einer möglichen Überschätzung des modalen Biotitbestandes, hauptsächlich in der verwendeten idealisierten Zusammensetzung des Minerals liegen (s. BURRI 1959, S. 272). Biotit enthält ja immer kleine Beträge an TiO_2, Fe_2O_3, Na_2O, CaO (vgl. DEER & al. 1962, III, S. 58-60; WINTER 1967, S. 63-77). Die Norm würde sicher wesentlich weniger vom Modus abweichen, wenn diese Oxide mit berechnet werden könnten. Das MgO:FeO-Äquivalentverhältnis schwankt zwischen ± 3:1 und ± 5:6. Allgemein sind hier die Biotite, im Vergleich zu denen der Granodioritgesteine, Fe^{2+}-reicher.

6.3.3 Leukokrate Ganggesteine (Anal. Nr. 15-20)

Während der Chemismus der Ganggesteine zu den chemischen Anal. Nr. 15 und 16 mehr oder weniger dem Chemismus der Gruppe der Granodioritgesteine (Anal. Nr. 1-9) entspricht, ähneln die restlichen leukokraten Ganggesteine den Granitblastomyloniten (Anal. Nr. 10-14). Aber im Unterschied zu letzteren führen sie zumeist etwas höhere or- und ab- und niedrigere mt-, il-, ap- und hy-Beträge. Gesteinssymbol ist I.3.1.3, I.4.2.3 oder I.4.2.4. Der Differentiationsindex D.I. schwankt zwischen 83,79 und 93,11 (Tab. 23).

Die Projektionen der Anal. Nr. 15 und 16 liegen in jenem Bereich des Q-Ab-Or-Diagramms, wo auch die Projektionen der Granodioritgesteine ausgestreut sind (Abb. 205). Demgegenüber liegen die übrigen Projektionspunkte praktisch im gleichen Bereich mit den Granitblastomyloniten, wenn auch etwas näher der Linie Ab-Or als jene (vgl. auch 6.3.1 und 6.3.2).

Im Schema der NIGGLIschen Magmentypen gehören die vorliegenden Ganggesteine, wie die Granitblastomylonite, der Gruppe der leukogranitischen Magmen an. Nur Anal. Nr. 19, die einem leukokraten granodioritischen Ganggestein entspricht, liegt zwischen dem aplitgrani-

Tabelle 27 : Normativer Stoffbestand leukokrater und porphyrartiger Ganggesteine (in Vol.-%)

Anal.-Nr.	15	16	17	18	19	20	21	22	23
Modalanal.-Nr.	167	143	146	150	155	157	174	176	177
Probe-Nr.	53	59	62	69	73	75	141b	142	84
Q	25,4	23,4	37,2	34,6	35,4	35,2	18,8	20,5	2,8
Ab	43,2	41,2	27,8	27,9	24,7	32,5	44,4	35,7	35,6
An	10,2	7,3	3,1	5,0	8,5	4,3	5,7	6,5	2,2
An-Geh. (Mol.-%)	19,0	15,0	10,0	14,5	25,5	11,5	11,0	15,0	5,5
Plag, gesamt	53,4	48,5	30,9	32,9	33,2	36,8	50,1	42,2	37,8
Or	13,9	21,0	26,8	26,8	29,6	22,3	17,0	2,9	29,4
Mg-Bi	2,3	1,7	1,4	-	1,0	0,3	4,5	5,6	-
Fe-Bi	1,3	1,0	0,6	-	0,4	0,5	2,0	3,5	-
Bi, gesamt	3,6	2,7	2,0	-	1,4	0,8	6,5	9,1	-
Ms	3,5	4,2	2,9	3,7	-	4,8	-	14,1	-
Mg-Ho	-	-	-	-	-	-	3,5	5,2	15,1
Fe-Ho	-	-	-	-	-	-	2,8	3,7	9,1
Ho, gesamt	-	-	-	-	-	-	6,3	8,9	24,2
Hm	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,5	0,8	0,8
Alm	-	-	-	0,5	-	-	-	-	-
Pyp	-	-	-	1,4	-	-	-	-	-
Gran, gesamt	-	-	-	1,9	-	-	-	-	-
Tit	-	-	-	-	0,3	-	-	-	0,7
Ru	0,1	0,1	0,1	-	-	-	0,3	0,4	-
Cp	-	-	-	-	-	-	0,5	1,1	0,3
Cc	-	-	-	-	-	-	-	-	4,0

tischen und dem quarzdioritaplitischen Gesteinschemotypus. t-Werte sind, ausgenommen der Anal. Nr. 19, positiv, wenn auch kleiner als bei den Granitblastomyloniten.

Plagioklas liegt in der Norm nach NIGGLI in der Regel etwas höher, Orthoklas hingegen etwas niedriger als im Modus. Da mafischen Gemengteilen nur eine geringe Rolle zukommt, sind diese Abweichungen dadurch entstanden, daß Albit ausschließlich dem Plagioklas zugeschlagen wurde, obwohl er in der Natur auch wesentlicher Bestandteil der K-Feldspäte (Orthoklas und Mikroklin) sein kann (vgl. DEER & al. 1963, IV, S. 36-39). Im Gegensatz hierzu liegt das Orthoklasmolekül der Oligoklase durchschnittlich bei 3 % und kann daher die Plagioklassumme in der Norm nicht beeinflußt haben, zumal es durch das An-Molekül der K-Feldspäte, welches beim Bau des normativen Orthoklases ebenfalls nicht berücksichtigt wurde, weitgehend kompensiert wird (Tab. 27).

Das überschüssige Al_2O_3 wurde zum normativen Bau von Muscovit verbraucht, obwohl dieser u.d.M. nur untergeordnet sich feststellen läßt.

6.3.4 Porphyrartige Ganggesteine (Anal. Nr. 21-23)

Im Gegensatz zu den Anal. Nr. 21 und 22, die mit jenen der Granodioritgesteine, insbesondere den Anal. Nr. 5 und 8, vergleichbar sind, zeichnet sich die Anal. Nr. 23 durch ihren niedrigen Q-Anteil aus. Gesteinssymbole sind I.4.2.4, II.4.2.5 und II.5.2.3. Der Differentiationsindex variiert zwischen 62,74 und 78,60 (Tab. 23).

Im Q-Ab-Or-Dreieck liegen die Projektionspunkte der Anal. Nr. 21 und 22 im unteren Teil des von den Granodioritanalysen besetzten Bereiches (Abb. 205). Die Anal. Nr. 23 wird demgegenüber mit Q = 2,4, ab = 54,3, Or = 43,3 nahe der Ab-Or-Linie projiziert, und zwar unweit des Temperaturtales im System Q-Ab-Or-H_2O, welches bei niedrigen H_2O-Drücken das binäre Minimum auf der Ab-Or-Seitenlinie des Q-Ab-Or-Dreiecks mit der SiO_2-Feldspat-Grenze im Zentrum des Diagramms verbindet (vgl. TUTTLE & al. 1958, Fig. 30).

Nach der Niggli-Methode weisen die porphyrartigen Ganggesteine einen neutralen bis schwach sauren, isofalen bis schwach salischen, alkalireichen und c-armen bis c-normalen Chemismus auf. Die Quarzzahl (qz) ist niedrig, bei der Anal. Nr. 23 sogar negativ. Der Chemotypus der Gesteine zu den chemischen Anal. Nr. 21 und 22 liegt zwi-

schen der Gruppe der granitischen Magmen der Kalkalkalireihe und der Gruppe der juvitischen oder monzonitischen Magmen der Kalireihe. Ausschließlich monzonitischen Chemotypus hat das Gestein zur chemischen Anal. Nr. 23. Da dieses Gestein nur schwach metamorphosiert ist, kann sein Chemismus als primär angesehen werden. Einen ähnlichen Chemismus dürften auch die zwei anderen porphyrartigen Gesteine vor der Metamorphose gehabt haben.

Der nach der Niggli-Methode ermittelte normative Mineralbestand der vorliegenden Ganggesteine wird in Tab. 27 aufgeführt. Den Modus zu den chemischen Anal. Nr. 21 und 22 habe ich aufgrund derselben chemischen Analysen unmittelbar, d.h. nicht über die Äquivalentnorm, mit Hilfe der durchschnittlichen chemischen Zusammensetzung natürlicher gesteinsbildender Minerale aus DEER & al. (1962-1963) errechnet. Die Norm weicht deshalb nur unwesentlich vom Modus ab. Allein das Verhältnis Orthoklas : Muscovit weist zwischen Modus und Norm zur chemischen Anal. Nr. 22 einen großen Unterschied auf; die Summe Orthoklas + Muscovit ist jedoch in beiden annähernd gleich.

In der Norm zur chemischen Anal. Nr. 23 liegen Plagioklas und Hornblende etwas niedriger, Orthoklas hingegen höher als im Modus. Zum Bau der normativen Hornblende wurde der größte Teil des vorhandenen Cal verbraucht, so daß der An-Gehalt der Plagioklase zu niedrig erscheint. Die natürliche Hornblende enthält offenbar weniger Al_2O_3 als die normative, dafür aber eine gewisse Menge an Na_2O und K_2O.

Der errechnete An-Gehalt der Plagioklase liegt bei allen porphyrartigen Ganggesteinen beträchtlich niedriger als der durch optische Methoden ermittelte An-Gehalt der Plagioklaseinsprenglinge. Die Grundmasseplagioklase müssen dementsprechend sehr Ab-reich sein.

7. DIE METAMORPHOSE DER MAGMATITE

Die untersuchten magmatogenen Gesteine haben Mineralparagenesen und Gefüge, die nur selten denjenigen ihrer ursprünglichen Kristallisation aus der Schmelze voll entsprechen. Wiederholt stößt man sogar auf Gesteinsbereiche, die nunmehr alle Anzeichen eines kristallinen Schiefers aufweisen, welcher nicht ohne weiteres seine magmatische Herkunft verrät. Dies trifft namentlich beim Granitblastomylonit zu (vgl. 5.3.3).

Die Abweichungen vom ursprünglichen Zustand sind sowohl tektonischer wie auch stofflicher Art. Wie in den einzelnen Abschnitten dieser Arbeit gezeigt wurde, erfolgten Intrusion, Kristallisation und Umkristallisation der Magmatite im großen und ganzen syndeformativ in bezug auf die B_2-Tektonik. Dies bedeutet aber nicht, daß die tektonischen Kräfte während der ganzen Zeit gleich stark wirksam waren. Vielmehr läßt sich insbesondere beim Granodiorit feststellen, daß sie etwa bis zum Abschluß der Hauptkristallisation nur schwach waren. Erst danach folgte eine Phase heftiger mechanischer Deformation (Kulmination der Tektonik), während deren die Gesteine unter starken Streß gesetzt und kataklastisch bearbeitet wurden. Anschließend scheint die Tektonik allmählich abzuklingen, wobei aber wiederum Perioden ziemlicher Ruhe und erhöhter mechanischer Wirksamkeit einander ablösten. Damit einhergehend vollendeten sich die magmatische Kristallisation und die vorwiegend mechanisch bedingte Umkristallisation der Gesteine (vgl. Tab. 12,15,18).

Im Unterschied zum Granodiorit, dessen ältere Mineralphasen prädeformativ in bezug auf die Hauptphase der B_2-Tektonik ausgeschieden wurden, intrudierten und kristallisierten viele jüngere Eruptivgesteinsgänge während oder nach dieser Phase. Neben den zeitlichen lassen sich auch noch räumliche Unterschiede in der Intensität der mechanischen Beanspruchung innerhalb des Arbeitsgebietes erkennen (vgl. 3.6).

Mineralchemisch begannen sich die untersuchten Eruptiva im Anschluß an ihre Hauptkristallisation umzubilden. Der Prozeß könnte bis zu einem bestimmten Zeitpunkt für die jeweiligen Magmatite als eine Autometamorphose oder Autometasomatose gedeutet werden, die sich im deuterischen, pneumatolytisch-hydrothermalen Stadium der magmatischen Kristallisation abspielte (vgl. MEHNERT 1959 und die dort zitierte Literatur). Viele Erscheinungen, wie etwa die Bildung von

Perthiten, Antiperthiten, Myrmekiten, Muscovit, Chlorit usw., gehören ohne Zweifel zum Teil hierher. Der Übergang vom magmatischen ins deuterische Stadium der Kristallisation ist indes ziemlich verschwommen. Selbst der Bau von Biotit durch Reaktion spät eingedrungener K-haltiger Lösungsphasen mit bereits auskristallisierter Hornblende wird als ein autometasomatischer Vorgang betrachtet (s. ESKOLA 1939, S. 389). Da nun in den von mir untersuchten Tiefengesteinen Altbiotit wiederholt durch die erwähnte Reaktion gebildet wurde, müßte er sowie der gleichzeitig mit ihm kristallisierte Teil des K-Feldspatbestandes zu den deuterischen Mineralarten zählen (s. Tab. 12).

Der Beitrag der autometasomatischen Prozesse bei den Mineralumwandlungen der Magmatite ist unverkennbar. Doch im Fall der Metamorphose der Eruptivgesteine meines Arbeitsgebietes war neben der Autometasomatose auch die Tektonik ausschlaggebend beteiligt. Es ist sogar sicher, daß eine ganze Reihe von Mineralreaktionen, Stoffaustauschprozessen, Rekristallisationen und metamorphen Differentiationen erst durch die mechanische Deformation ermöglicht wurde. Es ist auch bezeichnend, daß diejenigen Gesteinsbereiche in der Regel durchgreifender stofflich verändert wurden, die heftiger durchbewegt worden waren.

Im mineralogischen und im petrographischen Teil dieser Schrift wurden die Umwandlungen der im magmatischen Stadium ausgeschiedenen Mineralphasen sowie die rekristallisierten und neukristallisierten Kornarten ausführlich beschrieben. Hier seien die wichtigsten von ihnen kurz erwähnt: Abbau der An-Komponente der Plagioklase, Rekristallisation des Biotits, Rekristallisation und Neubau von Quarz, Bildung von Granat, Ilmenit, Titanit, Magnetit, Rutil, Übergang der Hornblende in eine Fe-arme aktinolithische Hornblende, Entstehung von Epidot, Plagioklas II, Chlorit, Leukoxen, Hämatit, Muscovit, Albit. Reaktionsgleichungen, die das Entstehen mehrererdieser Mineralphasen erläutern, werden in 4.2.9, 4.4.7, 4.7.8, 4.8 angeführt.

Besonders auffallend ist für den größten Teil der vorliegenden magmatogenen Gesteine eine Differentiation ihres Stoffbestandes in verschieden dicke Lagen oder Bänder (cm- bis 10-m-Bereich).- Vgl. auch 3.7.

Der stoffliche Unterschied derartiger Lagen und Bänder eines Gesteins betrifft zu einem guten Teil ihre Basizität: Auf eine Quarz- und K-Feldspat-reichere Lage folgt eine an Plagioklas und Mafiten an-

gereicherte (vgl. Modalanal. Nr. 82,83 und 106,107 in Tab. 9 u. 11). Das könnte selbstverständlich als eine Differentiation aus dem Magma durch fraktionierte Kristallisation gedeutet werden (ESKOLA 1939, S. 404). Daß diese Lagen und Bänder streng parallel "ab" im Koordinatensystem der B_2-Achse liegen, beweist zunächst einmal, daß sie syntektonisch in bezug auf diese Faltenachse angelegt wurden. Ob hierbei fremdes Hüllgesteinsmaterial in das Magma aufgenommen und assimiliert wurde, ist nicht sicher (vgl. ESKOLA 1922, S. 292f.). Dagegen spricht, daß:

a) die in basischeren Gesteinsbereichen eingeschlossenen Nebengesteinsschollen in der Regel scharf abgegrenzt, kaum verdaut sind,

b) die untersuchten Zirkonpopulationen der basischeren Granodioritproben Nr. 23 und 30 keine sicheren Anzeichen für ererbtes Zirkonmaterial lieferten (vgl. 4.12.5).

Die miteinander wechselnden, ungleich basischen Lagen und Bänder können als Ergebnis der para-intrusiven und -kristallinen mechanischen Beanspruchung angesehen werden. K-Feldspat und Quarz sind ja wesentlich beweglicher als Plagioklas und Mafite, so daß verschieden zusammengesetzte Fraktionen unter dem Einfluß des Stresses gebildet werden: die durch das Mobilisat angereicherten und die reliktisch verbliebenen. Der Prozeß ist im Grunde gleich mit demjenigen, der die Differentiation der Metamorphite nach dem Lösungsprinzip, in geringerem Umfang auch nach dem Konkretionsprinzip (ESKOLA 1939, S. 404ff.) herbeiführt.

Verschieden stark durchbewegte Lagen und Bänder der magmatogenen Gesteine meines Arbeitsgebietes unterscheiden sich stofflich vor allem in ihren SiO_2- und Al_2O_3-Gehalten: Je stärker die mechanische Deformation, um so höher der Betrag an $SiO_2 + Al_2O_3$. Auch diese stofflichen Unterschiede können als Ergebnis metamorpher Differentiationen nach dem Konkretionsprinzip, nach dem Prinzip der Anreicherung an stabilsten Gemengteilen und insbesondere nach dem Lösungsprinzip erklärt werden.

ESKOLA (1939, S. 407) machtdarauf aufmerksam, daß die metamorphe Differentiation eines Gesteins nach dem Lösungsprinzip sowohl mechanisch "in rein kristallinem Zustand auf trockenem Wege" wie auch "durch Vermittlung der Porenlösung oder des Porenmagmas" stattfinden kann. Aber auch dann, wenn eine Lösungsphase zugegen ist, ist die Rolle der mechanischen Beanspruchung sehr bedeutsam. Denn sie schafft starke Druckgefälle, welche die flüssige Phase ins Fließen bringen, sie erweitert die Porenräume im Gestein und erhöht somit die Transportgeschwindigkeit, und sie setzt die Korngröße der Minerale herab, so daß deren Lößlichkeit gesteigert wird.

Die Rolle des Konkretionsprinzips besteht darin, daß die neugebildeten und lagenweise angeordneten Kristallkeime der stabilen Mineralphasen starke Konzentrationsgefälle hinsichtlich der eigenen Bestandteile in ihrer Umgegend entstehen lassen. Der Transport der in der Lösungsphase enthaltenen verschiedenartigen Ionen erfolgt demnach nicht gleichmäßig nach allen Punkten des Gesteins, sondern ist selektiv auf die bereits kristallisierten Minerale gerichtet. Hierbei werden größere Körner wegen ihrer schlechteren Lößlichkeit im Vergleich zu den kleineren bevorzugt.

Die nach Gefüge und Mineralbestand unterscheidbaren Lagen und Bänder sind ihrerseits keineswegs homogen aufgebaut, sondern setzen sich aus miteinander wechselnden, monomineralischen oder an wenigen Kornarten stark angereicherten Zeilen, Bahnen, Strähnen oder Flasern zusammen, die in bc-Schnitten nur wenige Zehner μ bis einige mm breit und ein paar mm bis höchstens einige dm lang sein können. Diese wurden, genauso wie die dickeren Lagen, nach den oben erwähnten Prinzipien der metamorphen Differentiation gebildet. Bei kräftiger überformten Gesteinslagen lassen sich in bc hauptsächlich unterscheiden:

a) Reine Quarzzeilen oder -bahnen (vgl. 4.1).

b) Nahezu reine K-Feldspatbahnen. Diese werden hie und da von größeren K-Feldspatspindeln unterbrochen, deren Enden eigentlich die Fortsetzung der Bahnen bilden (vgl. 4.3.1).

In glimmerführenden Gesteinen erscheinen auch noch:

c) Strähnen aus reinem Biotit bzw. aus Biotit und/oder seinen Umwandlungsprodukten Muscovit, Chlorit, Titanit, Epidot, Erz (vgl. 4.4.1).

d) Strähnen aus Muscovit, mitunter mit reliktischen Feldspäten und Biotiten sowie mit spärlichen Erz- und Quarzkörnchen (vgl. 4.5).

e) Zeilen, die überwiegend aus Plagioklas und Biotit allein oder zusammen mit ihren Umwandlungsprodukten Muscovit, Chlorit, Titanit, Epidot, Erz bestehen.

In heftiger durchbewegten hornblendeführenden Bereichen des Granodioritblastomylonits können ab und zu beobachtet werden:

f) Kurze Züge aus Hornblendebruchstücken (vgl. 4.7.1).

Es springt in die Augen, daß die verschiedenartigen Zeilen oder Strähnen unter b) bis f) nur selten aneinanderliegen. Vielmehr werden zwischen sie Quarzbahnen eingeschaltet, die sich mehrfach vereinigen und damit die andersartigen Zeilen einschließen.

Mit abnehmender mechanischer Beanspruchung werden die Mineralkomponenten allmählich homogener über das Gefüge verteilt, bis dieses den typischen hypidiomorph- oder panxenomorph-körnigen Charakter intakter Magmatite erhält.- Vgl. auch 5.2.3, 5.3.3 und 5.4.1.1.3.

Aus der Art der Umwandlungen der primär-magmatisch ausgeschiedenen Mineralphasen sowie aus den neugebildeten Komponenten ergibt sich, daß die Metamorphose der Magmatite des Arbeitsgebietes retrograd (= absteigend oder rückschreitend) war.

ANGEL (1965, S. 139ff.; 1967, S. 299) unterscheidet zwei Arten retrograder Metamorphose: die progressiv-finalretrograde Metamorphose und die Diaphthorese. Erstere liegt bei einem "verbundenen" Gleichgewichtswechsel vor, d.h., wenn sich die P-T-Zustände während der Kristallisationen oder Umkristallisationen kontinuierlich ändern - zunächst ansteigend, dann nach einer Kulmination absteigend - bis sie solche Werte erreichen, die keine weiteren Kristallisationen erlauben; dann bleibt der Metamorphit unverändert erhalten. Demgegenüber versteht ANGEL unter Diaphthorese nur eine solche Kristallisation oder Umwandlung, "welche infolge eines 'unverbundenen (diskontinuierlichen) Gleichgewichtswechsels' von einer einmal erlangten höhergradigen Fazies in eine tiefergradige führt. Zwischen der Kristallisation eines älterfaziellen Mineralbestandes und der jüngeren diaphthoritischen, liegt dann ein Akt mechanischer Umformung mit dem Charakter einer 'Aufbereitung', Mylonitisierung, Phyllonitisierung, mechanischer Mobilisierung, und erst dann kommt es zur Kristallisation eines jüngeren, niederfaziellen paragenetischen Bestandes... Während der Stoffwechsel vom Ausgangsgestein zum Diaphthorit regionale Ausmaße angenommen hat, scheint dies nicht zuzutreffen im Rahmen der progressiv-finalretrograden Metamorphose; ihre Systeme nähern sich eher noch einem geschlossenen, und es scheint zwischen der finalretrograden Entwicklung und den progressiv entwickelten Zeitabschnitten ein Verhältnis zu bestehen, ähnlich dem der Entwicklung der Hauptkristallisate von Magmatiten und ihren autometasomatisch wirkenden eigenen 'Restlösungen'."

Aufgrund der Kriterien von ANGEL (1965, 1967) läßt sich nicht sagen, ob die vorliegenden Gesteine einer finalretrograden oder einer diaphthoritischen Metamorphose unterzogen wurden. Für die erstere spricht wohl die Tatsache, daß sich die Metamorphose noch während der Abkühlung der eingedrungenen Schmelzen und vor dem Ende der Tätigkeit des Magmaherdes abspielte. Einen deutlichen Hiatus zwischen Kristallisation und Umkristallisation gibt es nicht. Gegen eine finalretrograde Metamorphose und somit für eine Diaphthorese spricht indes, daß die mechanische Deformation kurze oder lange Zeit vor dem Abschluß der Kristallisation der jeweiligen Magmatite kulminierte und damit die Voraussetzungen für die Umkristallisation des bereits gebildeten Mineralbestandes gab. Für eine Diaphthorese sprechen überdies die ansehnlichen Stofftransporte, welche die am stärksten um-

gewandelten Gesteinsbereiche aufweisen. Die Metasomatose wurde dadurch erzielt, daß vor allem Ca, Mg und Fe weggeführt wurden, weil sie sich unter den herrschenden physikochemischen Zuständen nur beschränkt an die neuentstandenen Mineralphasen binden konnten. Die Gesteine wurden daher mehr oder weniger an Si und Al angereichert, ihre Metamorphose kann nicht als isochem angesehen werden.- Vgl. auch ESKOLA (1939, S. 396).

Zusammenfassend läßt sich sagen, daß der aus der Schmelze auskristallisierte Mineralbestand im großen und ganzen syntektonisch, und zwar unter dem Einfluß auto-, später auch fremdhydrothermaler Lösungsphasen, verschieden stark umgebildet wurde.

Nun, es wäre interessant zu wissen, unter welchen PT-Zuständen die betreffenden Gesteine metamorphosiert wurden. Wird angenommen, daß der Beginn der rückschreitenden metamorphen Umwandlungen jeweils mit dem Verschwinden der letzten Schmelze zusammenfällt, dann kennzeichnen Temperatur und Druck der Gesteine in jenem Augenblick den höchsten Grad der betrachteten Metamorphose. Ab diesem Moment und bis zum Abschluß der metamorphen Ereignisse ist die Temperatur - und vermutlich auch der Druck - nach und nach gesunken.

Die Intrusionstiefe der vorliegenden Gesteine, von welcher weitgehend der H_2O-Druck abhängt, ist unbekannt; nur einige wenige Anhaltspunkte können vielleicht Hinweise darauf geben. Zunächst einmal bietet sich der ursprünglich vorhanden gewesene starke Zonarbau der Plagioklase. Dieser läßt sich zwar anhand mehrerer Modelle erklären, doch wird von vielen Autoren - wegen des häufigen Auftretens in Vulkaniten - ein beträchtliches Temperaturgefälle zwischen der erstarrenden Schmelze und ihrer Umgebung als entscheidend für sein Aufkommen betrachtet (vgl. z.B. VANCE 1962, S. 746; ANGEL 1967, S. 312,318; PRINGLE & al. 1974, S. 875f.). "Kalte" Hüllgesteine können allerdings nicht in großen Tiefen angetroffen werden, zumal im Verlauf einer Orogenese wesentlich größere geothermische Gradienten herrschen als üblich.

Für nicht allzu große Intrusionstiefen sprechen ferner:

die in allen Gesteinen angetroffenen langprismatischen bis nadeligen Zirkon- und Apatitkristalle, die sich allem Anschein nach aus schnell erstarrenden Schmelzen ausscheiden (vgl. unter "Apatit" in 5.2.4);

der engscharige Zonarbau der Zirkone im Granitblastomylonit und in den Ganggesteinen;

die zahlreichen Eruptivgesteinsgänge, welche flache ab- oder hOl-Spalten in bezug auf B_2 aufgefüllt haben (vgl. 3.4.1); es ist schwer vorstellbar, daß sich derartige Spalten bei großen Belastungsdrücken aufreißen könnten (vgl. FISCHER 1951, S. 54);

die Turmalin-Quarz-Gänge und -Kluftbeläge, die durch emporgestiegene pneumatolytisch-hydrothermale Agenzien entstanden sind; letztere

bleiben bei Magmatiten tiefer Krustenteile wegen des hohen hydrostatischen Druckes diffus im ganzen Körper verteilt (vgl. FISCHER 1951, S. 44);

die örtlich recht starke blastomylonitische Deformation der Magmatite (s. Kap. 3.6), die bereits vor dem Abklingen der magmatischen Tätigkeit stattfand (s. KARL 1964, S. 58).- Vgl. auch SCHNEIDERHÖHN (1961, S. 630).

Gegen ein zu seichtes Erstarrungsniveau spricht wohl das recht grobkörnige Gefüge des Granodiorits, insbesondere in dessen Randbereichen. Denn bei einer untiefen Intrusion hätten die niedrigen Temperaturen der Hüllgesteine eine schnelle Abkühlung der Schmelze und feines Korn bedingt.

Für die kartierten Eruptiva kann versuchsweise eine Intrusionstiefe von 7,5-14,5 km angenommen werden. Diese entspricht einem Belastungsdruck (P_l) von rund 2-4 kb. Ich nehme ferner an, daß $P_l = P_f$ war. Noch größere Drücke können selbstverständlich in tieferen, noch nicht aufgeschlossenen Teilen des Massivs geherrscht haben. Für die ursprüngliche Kristallisation der Ganggesteine sind hingegen Drücke unter 3 kb wahrscheinlich.

Was den H_2O-Gehalt des Magmas betrifft, so weist der Reichtum an leukokraten Eruptivgesteinsgängen auf ziemlich hohe H_2O-Prozentsätze hin (vgl. LUTH & al. 1964, S. 771). Dennoch fanden die ersten Stadien der Kristallisation des Granodiorits und der porphyrartigen Ganggesteine allem Anschein nach unter H_2O-Armut statt. Das geht aus dem Auftreten der Hornblende hervor. Aplitische Ganggesteine, die aus H_2O-reichen Schmelzen entstehen, führen hingegen keine Hornblende. Diese ist nach TUTTLE & al. (1958, S. 92f.) in Gegenwart von H_2O-Dampf unter Druck instabil.

Die Temperatur, bei der die letzte Schmelze während der Erstarrung verschwindet, steigt bekanntlich mit abnehmendem P_{H_2O} an (vgl. z.B. LUTH & al. 1964, Fig. 1). Diese Temperatur wird von der Basizität des Magmas oder der H_2O-Menge - wenn H_2O vorhanden ist - nur geringfügig bzw. überhaupt nicht beeinflußt (s. z.B. WHITNEY 1975, Fig. 3-13; WINKLER 1976, S. 295). Dem angenommenen P_f von 2-4 kb entspricht im Augenblick des Verschwindens der letzten Schmelze eine Temperatur von ca. 660-710 °C (vgl. TUTTLE & al. 1958, LUTH & al. 1964, WHITNEY 1975, WINKLER 1976).

Am Kontakt der Magmatite gegen kristallinen Kalk ist die Temperatur vermutlich zu keiner Zeit über 750-800 °C angestiegen. Denn aus der kontaktmetasomatischen Reaktion der verschiedenartigen Gesteine ist kein Wollastonit, sondern stets Diopsid hervorgegangen. Wollastonit sollte nach WINKLER (1976, Fig. 9-8) bereits bei ca. 750 °C entstehen, wenn $P_f = 3$ kb und $X_{CO_2} = 0{,}75$ betragen hätten (vgl. auch FISCHER 1964a, S. 392).

Werden für den Beginn der retrograden metamorphen Prozesse im Arbeitsgebiet Temperaturen von ca. 660-710 °C und H_2O-Drücke von 2-4 kb angenommen, so entsprechen diese PT-Werte den hochgradigen Bereichen der Amphibolitfazies vom Abukuma-Typ, und zwar der Sillimanit-Cordierit-Orthoklas-Almandin-Zone (vgl. WINKLER 1967, S. 120f.) oder dem "starken Metamorphosegrad" (high grade) WINKLERs (1976, S. 64ff.).

Mit sinkender Temperatur versuchen die Mineralphasen durch Struk-

tur- und/oder Stoffänderungen sich den neuen Zuständen anzupassen. Als Beispiel hierfür sei der Übergang des K-Feldspates vom Orthoklas- in den Mikroklin-Zustand angeführt, wobei auch Albit als Perthitlamellen entmischt wird (vgl. 4.3). Wird der Stabilitätsbereich eines Minerals unterschritten, so kann es unter Umständen in tiefergradige, stabilere Phasen zerfallen. Besonders auffallend ist ferner die Rekristallisation des Quarzes und des Biotits nach der Hauptphase der mechanischen Deformation. Demgegenüber waren die meisten der übrigen Minerale, wie z.B. Orthit, Apatit, Zirkon, Hornblende, nach ihrer Zerbrechung unter den herrschenden PT-Zuständen kaum rekristallisationsfähig. Andere Umbildungen des Mineralbestandes der vorliegenden Eruptivgesteine im Zuge der metamorphen Prozesse sind bereits weiter oben angeführt.- Vgl. auch WINKLER (1967, S. 147ff.).

Bei ziemlich hohen Temperaturen bildete sich allem Anschein nach die Hauptmasse des Ilmenits, der aber später teilweise durch Titanit und bei noch tieferen Temperaturen durch Leukoxen ersetzt wurde. Ebenfalls bei hohen Temperaturen ist vermutlich Granat durch Zerfall des Biotits entstanden (vgl. Reaktionsgleichung in 4.8). Nach RAMBERG (zitiert von DEER & al. 1962, III, S. 72) zerfällt Biotit in Granat und K-Feldspat unter PT-Zuständen, die denjenigen der heißesten Bereiche der Amphibolitfazies entsprechen. Demgegenüber sind Bereiche des Granitblastomylonits, die in der Hauptsache aus der Paragenese Quarz + Albit + K-Feldspat + Muscovit ± Biotit ± Chlorit ± Epidot ± Leukoxen bestehen (z.B. Probe Nr. 49), unter den Zuständen der untersten Stufe der Grünschieferfazies des Abukuma-Typs, d.h. der Quarz-Albit-Muscovit-Biotit-Chlorit-Zone, retrograd metamorphosiert (s. WINKLER 1967, S. 115f.). Mit der Bildung von Albit sowie wechselnder Beträge an noch jüngerem Quarz und Muscovit wurde anscheinend die retrograde Metamorphose der betreffenden Gesteine abgeschlossen. Weitere Umwandlungen, wie etwa das Erscheinen von Nontronit, Montmorillonit und Kaolin-Mineralen fallen nicht mehr in den Bereich der Metamorphose, sondern in jenen der Verwitterung, z.T. vielleicht in jenen der Anchimetamorphose (vgl. FISCHER 1933, ANGEL 1967).

Sieht man von vereinzelten Ausnahmen ab, wie den oben erwähnten niedergradig metamorphosierten Bereichen des Granitblastomylonits und gewissen leukokraten Ganggesteinen, so stößt man im untersuchten Gebiet immer wieder auf Mineralparagenesen, die ausgesprochene Ungleichgewichte sind. Denn neben den quantitativ untergeordneten, zuletzt entstandenen Kornarten sind stets erhebliche Beträge an nunmehr

instabilen Mineralphasen reliktisch vorhanden, die teils sekundär bei höheren Temperaturen, teils primärmagmatisch gebildet worden sind. Solche sind vor allem K-Feldspäte im Orthoklas-Zustand, Anreichere Plagioklasbereiche, Ti-reiche Altbiotite, Hornblenden, z.T. auch Aktinolithe und rekristallisierte Biotite. In ein und demselben Gesteinsbereich können somit Produkte mehrerer metamorpher Fazies angetroffen werden - die Gesteine sind plurifaziell (vgl. ESKOLA 1939, S. 343; De ROEVER & al. 1963; ANGEL 1967, S. 320 und die dort zitierte Literatur). Phyllonite, mit denen viele Einheiten des Granitblastomylonits identisch sind, tendieren nach ESKOLA (1939, S. 396) "zur Grünschieferfazies hin, aber haben wohl nie die Gleichgewichte erreicht" (vgl. auch ANDREATTA 1960).

Die Lage der analysierten magmatogenen Gesteine im ACF- und im A´FK-Diagramm gibt Abb. 208 wieder. Vergleicht man das ACF-Dreieck mit dem entsprechenden Diagramm für die Quarz-Albit-Muscovit-Biotit-Chlorit-Zone der Grünschieferfazies des Abukuma-Typs (WINKLER (1967, S. 115), so stellt man fest, daß die meisten Projektionspunkte des Granodiorits bzw. Granodioritblastomylonits und sämtliche des Granitblastomylonits und der leukokraten Ganggesteine im Pyrophyllit-Epidot-Chlorit-Teildreieck liegen. Es fällt auf, daß das Verhältnis A:C bei einigen leukokraten Ganggesteinen und Granitblastomyloniten wesentlich größer ist als 1 (bei den Proben Nr. 12 und 14 z.B. ist A:C = ± 7:3). Sieht man von der Möglichkeit des Vorkommens Al_2O_3-reicherer Phyllosilikate, etwa Paragonits oder Pyrophyllits, ab - röntgenographisch und chemisch wurde in zwei aufbereiteten Proben (Nr. 35 und 50) nur Muscovit festgestellt -, so geht vermutlich der Tonerdeüberschuß auf höhere Al_2O_3-Gehalte der vorhandenen Minerale im Vergleich zu den benutzten idealisierten Mineralzusammensetzungen oder auf modalanalytisch nicht erfaßte, submikroskopische Beträge an Muscovit zurück. Von den drei analysierten porphyrartigen Ganggesteinen liegen zwei im Aktinolith-Epidot-Chlorit- und eines im Pyrophyllit-Epidot-Chlorit-Teildreieck.

Im A´FK-Diagramm liegen die meisten Gesteinsproben im Muscovit-Biotit-Mikroklin-Teildreieck für die Quarz-Albit-Muscovit-Biotit-Chlorit-Zone der Grünschieferfazies des Abukuma-Typs. Einige Projektionen - insbesondere Granodiorit bzw. Granodioritblastomylonit und porphyrartige Ganggesteine - liegen indes im Bereich der Konoden vom Biotit zum Mikroklin. Im Muscovit-Chlorit-Biotit-Teildreieck liegt nur die Projektion der Analyse Nr. 2, die der K-Feldspatarmen Grund-

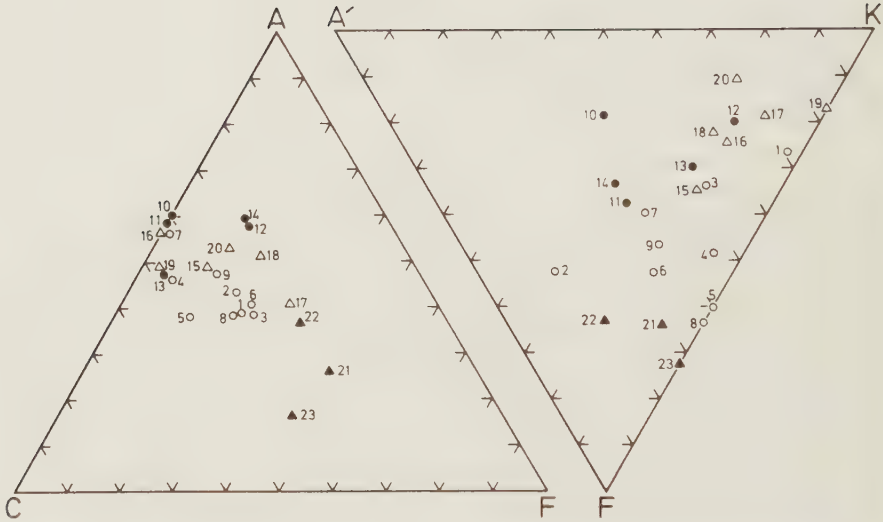


Abb. 208: Die analysierten magmatogenen Gesteine des Symvolon-Gebirges und des Kavala-Gebietes im ACF- und A´FK-Dreieck. Weiße Kreise: Granodioritgesteine, schwarze Kreise: Granitblastomylonite, weiße Dreiecke: leukokrate Ganggesteine, schwarze Dreiecke: porphyrartige Ganggesteine.

masse eines porphyroblastischen Granodioritblastomylonits mit Riesenkalifeldspäten entspricht.

Verglichen mit der untersten Stufe der Grünschieferfazies des Abukuma-Typs, scheinen die albitführenden Bereiche des Granitblastomylonits etwas tiefer retrograd metamorphosiert zu sein. Denn Biotit ist nicht mehr stabil, sondern geht in Chlorit und Muscovit über. Selbst K-Feldspat wird bisweilen durch Muscovit mehr oder weniger ersetzt. Zum Schluß bleibt allein die Paragenese Quarz + Albit + Muscovit + Chlorit als stabil erhalten (vgl. ANDREATTA 1954, S. 354ff.; BERAN 1969, S. 127f.).

In den meisten Teilbereichen des Granodiorits bzw. Granodioritblastomylonits, in vielen Ganggesteinen sowie in einigen Einheiten des Granitblastomylonits hat sich nur ganz wenig oder gar kein Muscovit gebildet, und Plagioklas ist noch recht An-reich. Die retrograde Metamorphose war hier nur schwach wirksam und kam offenbar in einem höheren Metamorphosegrad zum Stillstand - die stabilen Mineralparagenesen entsprechen der Quarz-Andalusit-Plagioklas-Chlorit-Zone der Grünschieferfazies des Abukuma-Typs.

8. DAS ALTER DER ERUPTIVGESTEINE UND IHRER HÜLLE

Die Frage nach dem Alter eines Gesteins ist stets von besonderem Interesse; das gilt auch für die von mir untersuchten Gesteine des Kavala-Gebietes und des Symvolon-Gebirges.

Sowohl Makro- wie auch Mikrogefüge der kristallinen Gesteine des Arbeitsgebietes sprechen - wie bereits in mehreren Abschnitten dieser Schrift eingehend begründet - für syntektonische Intrusionen der Tiefengesteine und ihrer Nachschübe in bezug auf B_2. Der Platz, den die Magmatite eingenommen haben, wurde dadurch geschaffen, daß die Hülle um B_2 eingesattelt und in ihren Randbereichen auch noch von der emporgestiegenen Schmelze zerstört wurde.

Über das Alter meines Arbeitsgebietes herrscht Uneinigkeit. OSSWALD (1938) hält die Metamorphite für algonkisch, ihre erste Metamorphose für karbonisch, die Granitintrusion für tertiär. Nach FISCHER (1964a) ist "die ursprüngliche Kristallisation des Granits kaum jünger als Karbon". KRONBERG (1969), KRONBERG & al. (1970) betrachten sowohl die Intrusion der Magmatite als auch die erste Metamorphose des kristallinen Rahmens als alpidisch.

Abgesehen von tertiären und quartären Sedimenten, die hie und da das Kristallin bedecken, sind keine paläontologischen Anhaltspunkte vorhanden, die Aufschluß über das Alter der Hüllgesteine und der magmatischen Intrusionen geben könnten. Eine befriedigende Antwort hierauf kann deswegen allein durch geophysikalische Altersbestimmungen erhalten werden. Um die einzelnen geologischen Ereignisse zeitlich sinnvoll abzugrenzen, bedarf es indes einer großen Anzahl radiometrischer Analysen an verschiedenen Gesteins- und Mineralproben, und zwar nach unterschiedlichen Methoden. Dies war naturgemäß unmöglich im Rahmen der vorliegenden Arbeit zu erreichen, so daß ich mich mit wenigen Analysen begnügen mußte, die aber dennoch einen ersten Hinweis auf die Geochronologie des Arbeitsgebietes liefern können. Zu diesem Zweck habe ich ein Zirkonkonzentrat aus Granodioritblastomylonit (Probe Nr. 23) und zwei Biotitkonzentrate aus Granodioritblastomylonit (Probe Nr. 23) und einem in Hornblende-Biotit-Gneis sitzenden Granitgang (Probe Nr. 81) aufbereitet.

Die Zirkonprobe wurde von Herrn Prof. Marc Grünenfelder im Institut für Kristallographie und Petrographie, ETH Zürich analysiert. Die Ergebnisse sind in Tab. 28 zusammengestellt. In seinem Bericht schreibt Herr Prof. Marc Grünenfelder: "Das Konzentrat erscheint

heterogen, insbesondere im Hinblick auf die Transparenz einzelner Kristalle. Die Geologie, Petrographie des Gesteins kenne ich nicht. Die Ergebnisse zeigen jedenfalls eine eindeutige und klare Diskordanz in den Zerfallsaltern, die auf eine intensive Beeinflussung der Zirkonsubstanz in jüngster Zeit deutet. Sollte das Gestein metamorph sein, dann könnte man den sichtbaren Bleiverlust als das Resultat eines oder mehrerer metamorphen Prozesse verstehen, sofern Klarheit über eine primäre Homogenität der Zirkonsubstanz (bzw. des Gesteins) besteht und das Zirkonkonzentrat nicht etwa eine Mischung verschiedener Zirkone, verschiedener Provenienz darstellt (extremes Beispiel: Sandstein)."

Aus den statistisch ausgewerteten Eigenschaften der Zirkongesellschaft der Probe Nr. 23 (s. 4.12), ergibt sich kein Hinweis für eine unterschiedliche Herkunft der Zirkone des Gesteins.

Diskordante Zerfallsalter einer ursprünglich homogenen Zirkonpopulation werden durch zwei Hypothesen gedeutet: a) Als das Ergebnis einer oder mehrerer episodischer Störungen des Uran-Blei-Systems, wobei die Zirkone für die Elemente des Zerfallssystems wenigstens vorübergehend ein offenes System waren (s. WETHERILL 1956, GRAUERT & al. 1968). b) Als Resultat eines kontinuierlichen Verlustes der radiogenen Tochterisotope infolge Diffusion (vgl. z.B. TILTON 1960). Unabhängig davon, ob die eine oder die andere - oder vielleicht sowohl die eine als auch die andere - Hypothese den Mechanismus des Bleiverlustes besser erklärt, steht fest, daß die analytisch erhaltenen Alter weit niedriger sind als das Abkühlungsalter der Zirkone nach ihrer primären Kristallisation.

Vergleicht man die Zerfallsalter zahlreicher Zirkonproben miteinander, so stellt man fest, daß die $^{206}Pb/^{238}U$-, $^{207}Pb/^{235}U$- und $^{208}Pb/^{232}Th$-Alter erheblich niedriger liegen als das entsprechende $^{207}Pb/^{206}Pb$-Alter. Dieses ist seinerseits in der Regel wesentlich niedriger als das Abkühlungsalter der Zirkone, das graphisch aus der Concordiakurve erhalten wird (vgl. z.B. SILVER & al. 1963, GRÜNENFELDER & al. 1964, FAUL 1966, TILTON & al. 1968, GRAUERT & al. 1968, KÖPPEL & al. 1971, KÖPPEL 1974, GRAUERT & al. 1973, ALLÈGRE & al. 1974).

Dementsprechend ist das ermittelte $^{207}Pb/^{206}Pb$-Alter von 335 ± 40 Mill. J. des analysierten Zirkonkonzentrats aus dem Granodiorit-blastomylonit des Symvolon-Gebirges allem Anschein nach niedriger als das gesuchte Abkühlungsalter der Zirkonkristalle. Dies bedeutet, daß der vorliegende Granodiorit spätestens im Oberkarbon oder - noch wahrscheinlicher - viel früher erstarrte (s. Vergleichende Tabelle der INTERNATIONALEN KOMMISSION FÜR GEOCHRONOLOGIE 1968). Eine engere Zeitangabe läßt sich selbstverständlich aufgrund einer einzigen

Tabelle 28 : U-, Th-, Pb-Gehalt und das Zerfallsalter des Zirkonkonzentrats (Probe Nr. 23)

Gehalt in ppm			Atom % Pb			
U	Th	^{206}Pb	^{204}Pb	^{206}Pb	^{207}Pb	^{208}Pb
2056 ± 25	1020 ± 100	25,8 ± 0,4	0,18	78,07	6,77	14,98

Zerfallsalter in Millionen Jahren

$^{206}Pb/^{238}U$	$^{207}Pb/^{235}U$	$^{207}Pb/^{206}Pb$	$^{208}Pb/^{232}Th$
95 ± 5	101 ± 8	335 ± 40	63 ± 10

Korrekturblei: $^{206}Pb/^{204}Pb = 18,54$, $^{207}Pb/^{204}Pb = 15,84$, $^{208}Pb/^{204}Pb = 39,02$

Tabelle 29 : K-, Ar-Gehalt und das Zerfallsalter der Biotitkonzentrate

Pr.-Nr.	Einwaage in mg	K-Gehalt in Gew.-%	Gesamt-^{40}Ar in 10^{-8} cm^3/g	Luft-^{40}Ar in %	radiog. ^{40}Ar in $10^{-8}cm^3/g$		Alter in m.y.
81	172,3	7,74	720	36,0	460	475	15,5 ± 0,5
	156,9		739	33,5	492		
23	125,8	7,55	930	45,7	505	530	17,8 ± 0,8
	125,4		975	43,0	555		

Analyse nicht machen.

Es ist anzunehmen, daß die Intrusion der Tiefengesteine und ihrer pneumatolytischen oder hydrothermalen Nachschübe innerhalb einer einzigen Orogenese vor sich ging. Dann können alle magmatogenen Gesteine des Arbeitsgebietes, die kontaktmetasomatische Veränderung der Hülle, die B_2-Tektonik sowie die in bezug auf B_2 paratektonischen, retrograden metamorphen Prozesse nicht jünger sein als jungpaläozoisch.

Die niedrigen $^{206}Pb/^{238}U$-, $^{207}Pb/^{235}U$- und $^{208}Pb/^{232}Th$-Alterswerte der Zirkonanalyse datieren keine geologischen Ereignisse, sondern sind Mischalter. Geologische Ereignisse, die den Bleiverlust der Zirkone herbeigeführt haben können, sind Aufwärmungen des Gebietes, die letzte anscheinend während der alpidischen Orogenese. Zur Zeit dieser Orogenese hat dennoch keine durchgreifende Metamorphose der vorliegenden Gesteine stattgefunden.

Das Alter der zwei Biotitproben wurde nach der K-Ar-Methode im Max Plank Institut für Altersbestimmung zu Heidelberg ermittelt. Die Resultate sind in Tab. 29 angegeben.

Biotit aus dem Granodioritblastomylonit (Probe Nr. 23) ist rekristallisiert, aus dem Ganggestein (Probe Nr. 81) primär. Da sowohl Kristallisation als auch Rekristallisation des Biotits - wie oben dargelegt - kaum jünger sein können als oberpaläozoisch, sind die radiometrisch festgestellten sehr jungen Alter des Biotits als das Ergebnis einer Verjüngung seines K-Ar-Systems in jüngster Zeit zu verstehen.

Ähnlich niedrige Alterswerte wurden an Biotiten aus nicht weit von meinem Arbeitsgebiet liegenden Gesteinen ermittelt. So geben HARRE & al. (1968), KRONBERG (1969), KRONBERG & al. (1970) für Biotite aus dem Granodiorit von Krinides (rd. 12 km NW Amygdaleonas) ein Alter von 26,3 und 26,0 $\pm$ 0,5 Mill. J., für Biotite aus dem Granodiorit von Kato Lakkovikia (rd. 10 km WNW Akropotamos) ein Alter von 15,0 $\pm$ 0,3 Mill. J. (600-400 μ) und 13,8 $\pm$ 0,2 Mill. J. (400-200 μ) an. Recht junge K-Ar-Alter werden außerdem für alle bis jetzt analysierten Glimmer und Hornblenden aus verschiedenen Bereichen des griechischen Teiles der Rila-Rhodope-Masse, aus S-Bulgarien sowie aus den E-Teilen des westlich der Rila-Rhodope-Masse liegenden Serbo-Makedonischen Massivs berichtet (vgl. HARRE & al. 1968, KRONBERG & al. 1970, MARAKIS 1970, PAPADAKIS 1971).

Die niedrigen K-Ar-Alter werden anscheinend durch Ar-Verlust bedingt. Dieser findet dann statt, wenn die Gesteine ausreichend durchwärmt werden, wobei die Minerale einstweilig kein geschlossenes System für die Isotope des Zerfallssystems bilden. Es ist möglich, daß die Gesteine mehrfach aufgewärmt wurden, mit dem Ergebnis, die K-Ar-Systeme ihrer Mineralkomponenten jeweils eine Rejuvenation zu erfahren. Die letzte ereignete sich offenbar im Miozän (s. Vergleichende Tabelle der INTERNATIONALEN KOMMISSION FÜR GEOCHRONOLOGIE 1968). Aber selbst die jüngsten K-Ar-Alter der Biotite aus dem Granodiorit von Kato Lakovikia geben nicht unbedingt das Ende des thermischen Ereignisses an, d.h. den Zeitpunkt, wo das betreffende Isotopensystem geschlossen wurde, sondern sind Mischalter. Dies ergibt sich aus dem verschiedenen Alter der zwei Korngröße-Fraktionen, das auf unvollständiges Ausgasen zurückgeht (vgl. auch HARRE & al. 1968, S. 233).

Es ist bemerkenswert, daß die Rejuvenationen vom E-Teil des serbo-makedonischen Massivs nach W zu allmählich schwächer werden, bis sie in W-Makedonien weitgehend abklingen (vgl. HARRE & al. 1968, MARAKIS 1970).

Nach KRONBERG (1969, S. 31ff.), KRONBERG & al. (1970, S. 171f.) sollen die jungen K-Ar-Alter der analysierten Minerale aus dem griechischen Teil der Rila-Rhodope-Masse dem Intrusionsalter der Granite oder dem Alter der ersten Regionalmetamorphose der kristallinen Hülle aus ihren sedimentären Edukten (Metamorphosegrad: Quarz-Albit-Epidot-Biotit-Subfazies der Grünschieferfazies) entsprechen. "Die Ergebnisse der radiometrischen Altersbestimmungen würden also auf ein alpidisches Alter der Orogenese hinweisen." Diese Ansicht wird nach KRONBERG (1969), KRONBERG & al. (1970) durch die Tatsache gestützt, daß schwach metamorphe Paragesteine in der Nähe von Alexandroupolis (griechisch Thrakien) und auf der Insel Samothraki aufgrund von Fossilfunden als triassisch bis unterkretazisch eingestuft werden (vgl. auch TRIKKALINOS 1955; KOPP 1961, 1964, 1965; MARATOS & al. 1965; HEIMANN 1967). KOPP (1969) konnte in diesen Gesteinen die gleichen Achsenrichtungen feststellen, die in der ganzen Rila-Rhodope-Masse auftreten. Nach ihm soll das schwach metamorphe Gebiet um Alexandroupolis in der Zeit zwischen Unterkreide und Mitteleozän gefaltet und metamorphosiert worden sein. Nach MEYER (1969) berechtige die Einheitlichkeit des Achsenplanes zwischen den schwach metamorphen Gesteinen der Umgegend von Alexandroupolis und den Gesteinen der Rila-Rhodope-Masse, das alpidische Alter auf die Tektonik des letztgenannten Gebietes zu übertragen.

Die Ansicht von KRONBERG (1969), MEYER (1969), KRONBERG & al. (1970) wonach Tektonik, Metamorphose und Plutonismus des griechischen Teils der Rhodope-Masse alpidischen Alters sein sollen, kann ich aus folgenden Gründen nicht teilen:

a) Die Möglichkeit von Rejuvenationen der K-Ar-Systeme der analysierten Glimmer wird außer acht gelassen (vgl. FAUL 1966, JÄGER 1970, MARINOS 1971).

b) Die ursprünglich hoch- (in meinem Arbeitsgebiet höchste Stufen der Amphibolitfazies), später retrograd metamorphen Hüllgesteine der Rila-Rhodope-Masse werden für epimetamorph - ohne Anzeichen von Polymetamorphose oder Diaphthorese - gehalten und mit fossilführenden, schwachmetamorphen Gesteinen aus dem Gebiet um Alexandroupolis verglichen. Letztere liegen übrigens nach TRIKKALINOS (1955) diskordant auf dem Kristallin (vgl. auch KOCKEL & al. 1965, S. 594).

c) Es wird nicht mit der Möglichkeit gerechnet, daß eine junge Faltung alte tektonische Pläne nachzeichnen kann.

d) Die Metamorphite des bulgarischen Teils der Rila-Rhodope-Masse sowie diejenigen des serbo-makedonischen Massivs gelten allgemein als präkambrisch, ihre erste Metamorphose als assyntisch oder altkaledonisch (vgl. KOCKEL & al. 1965 und die dort zitierten Schriften).

Die erste Metamorphose der kristallinen Hülle meines Arbeitsgebietes fand allem Anschein nach wesentlich früher statt als die Intrusion der Magmatite. Nebengesteinsschollen in mechanisch kaum oder nur schwach beanspruchtem Granodiorit aus Loutra Eleftheron oder Kara Orman sind, genauso wie die auf dem Granodiorit liegenden Hüllgesteine, deutlich verschiefert.

Zur Zeit der in bezug auf B_2 syntektonischen Erstarrung und Metamorphose der Intrusiva wurden die Hüllgesteine lediglich diaphthoritisch überprägt oder durch magmatische Injektionen verändert. Eine isocheme Kontaktmetamorphose mit distal abnehmendem Metamorphosegrad gibt es nicht: Das Magma intrudierte offenbar in hochmetamorphe Gesteine.

Die in mechanisch nur schwach nach B_2 deformierten silikatischen Hüllgesteinen aus dem Kavala-Gebiet, aus dem Raum NE Pholea und aus Loutra Eleftheron festgestellten älteren B_1-Achsen belegen m.E. eindeutig das in bezug auf die B_2-Tektonik prädeformative Alter der Metamorphose der genannten Gesteine.

Es ergibt sich also, daß die Hüllgesteine des untersuchten Gebietes bereits vor der variscischen Orogenese metamorphosierte Teile der Rhodope-Masse waren. Diese wirkte bekanntlich später als Zwischengebirge zwischen Balkaniden als Nord- und Helleniden als Südstamm des alpidischen Orogens.

9. ZUSAMMENFASSUNG

Das Symvolon-Gebirge und das Kavala-Gebiet im S-Teil des Rhodope-Massivs in Ostmakedonien (Nordgriechenland) wurden geologisch im Maßstab 1:25.000 kartiert. Es herrschen blastomylonitisch überformte Magmatite vor, die syntektonisch in alte hochmetamorphe Gesteine, insbesondere Gneise, Amphibolite und kristalline Kalke (Marmore), sowohl akkordant wie diskordant intrudierten.

Ziel der vorliegenden Arbeit war, die tektonischen Beziehungen der auskartierten Gesteine zu prüfen sowie Gefüge, Mineralbestand und Chemismus der Magmatite zu studieren, um ihre petrologische Entwicklung zu klären.

Die Achsen von Falten in mm- bis km-Bereich tauchen in Hüll- wie auch in Kerngesteinen zum größten Teil flach nach NE bis ENE: B_2-Achsen. Das gesamte Symvolon-Gebirge und das Kavala-Gebiet können als ein Großsattel um B_2 aufgefaßt werden, der homoachs in kleinere Sättel und Mulden bis auf den mm-Bereich hinab weitergefaltet wurde. In Schenkeln größerer Falten fallen hierbei Isoklinalfalten auf, die anscheinend nach dem Mechanismus der einscharigen nichtaffinen Zergleitung zustande gekommen sind. Durch die kräftige Faltung um B_2 wurden vielfach Züge kristalliner Kalke und silikatischer Hüllgesteine geschaffen, die längs durch das Arbeitsgebiet ziehen und einen mehrfachen sedimentären Wechsel vortäuschen.

Im Zuge jüngerer Phasen der B_2-Tektonik wurden die kristallinen Gesteine des untersuchten Gebietes hie und da, namentlich aber in der Gipfelregion des Symvolon im Raum N Myrtophyton sowie unweit der Küste im Bereich S Pholea-Elaiochorion, entlang flachen h0l-Flächen mechanisch dermaßen kräftig beansprucht und zermahlen, daß sie nur noch als Mylonite und Ultramylonite vorliegen.

Vereinzelt erscheinen auch flache NW-SE streichende Faltenachsen, die zumeist als Ergebnis eines $B' \perp B$-Mechanismus gedeutet werden können. Diese B_3-Achsen lassen sich aus den Gefügediagrammen auch als Achsen Falten größerer Dimension feststellen. Konstruktiv ergibt sich auch eine sehr steile B_4-Achse, die ebenfalls dem Kräfteplan der B_2-Tektonik angehört.

In Hüllgesteinsbereichen, die von der B_2-Deformation weitgehend verschont blieben, konnten ältere, überwiegend mittelsteil nach NNW tauchende Faltenachsen festgestellt werden. Diese reliktischen B_1-

Achsen beweisen, daß die kristallinen Hüllgesteine des Arbeitsgebietes nicht, wie von KRONBERG (1966, 1969, 1973), KRONBERG & al. (1970,1974) angenommen, erstmals zur Zeit der magmatischen Intrusionen, sondern bereits während einer früheren Orogenese metamorphosiert wurden.

Eruptivgesteins- und Quarzgänge sind zum größten Teil in h0l-Fugen zum B_2 von Hüll- und Tiefengesteinen, Turmalin-Quarz-Gänge hingegen in 0kl-Flächen eingedrungen.

Schollen der silikatischen Hüllgesteine in blastomylonitisch überprägten Magmatiten zeigen in der Regel scharfe Grenzen, sind jedoch oft mechanisch zu s- und b-parallelen Streifen zerschert; ihr inneres Gefüge steht konform zum äußeren. Die in mechanisch kaum beanspruchte magmatische Gesteine eingebetteten Schollen sind ebenfalls scharf abgegrenzt und nach dem Beanspruchungsplan der B_1-Tektonik verschiefert. Dies ergibt sich aus Schollen in Randbereichen des Granodiorits im Umkreis von Kara Orman, wo die anliegenden Hüllgesteine, von denen die Schollen abgetrennt wurden, um B_1 verfaltet sind.

Während der B_2-Tektonik und der mit ihr im großen und ganzen parallel verlaufenden Kristallisationen und Umkristallisationen der Gesteine, wurden deren Mineralkomponenten nach Korngestalt und innerem Bau im allgemeinen gut geregelt. Die räumliche Lage von Quarz, Biotit, Muscovit und Calcit wurde in mehreren orientierten Dünnschliffen im U-Tisch ermittelt und in Gefügediagramme eingetragen. Es zeigt sich, daß die Durchstoßpunkte der Quarzachsen vornehmlich auf ac-Gürteln zum B_2 liegen, mit Maximum in a (Maximum I). Lote auf Biotit- und Muscovit-(001)-Flächen besetzen hauptsächlich die Umgegend der c-Achse, verteilen sich aber teilweise auch noch auf die ac- und bc-Zonenkreise.

Das Quarz-, das Biotit- und das Muscovitteilgefüge der kristallinen Silikatgesteine entsprechen überwiegend S/B-Tektoniten mit fastrhombischer bis trikliner Symmetrie. Reine S- oder B-Tektonite treten zurück.

In kristallinen Kalken verteilen sich Calcitachsen und Lote auf Calcit-$(01\bar{1}2)$-Flächen, ähnlich wie Lote auf (001)-Flächen der Muscovite, bevorzugt auf ac-Gürtel in bezug auf B_2: Die Gesteine kennzeichnen sich zum größten Teil als B-Tektonite mit fastrhombischer bis trikliner Symmetrie.

In mechanisch kräftig überprägten Gesteinsbereichen erweisen sich Quarz, Calcit und Glimmer als homoachs zu den äußeren Falten um B_2

eingeregelt, die Teilgefüge ein und desselben Gesteins sind homotrop.

Im Verlauf der B_2-Tektonik wurden die Hüllgesteine zusammen mit den eingedrungenen Magmatiten symmetriekonstant um B_2 als Faltungs- und Scherungsachse deformiert.

Während einer tertiären bis quartären Bruchtektonik entstanden zahlreiche Bewegungsflächen, aus denen sich Ruschelzonen sowie Bruchstufen entwickelten. Letztere bilden den NW- und den SE-Rand des Symvolon, insbesondere in seinem SW-Teil. Durch lebhafte vertikale Bewegungen, vor allem an WSW-ENE streichenden Flächen, und anschließende aufwärtige epirogene Bewegungen wurden das Symvolon-Gebirge und das Kavala-Gebiet in jüngster Zeit bis über 600 m über NN herausgehoben.

Aufgrund der geologischen Lage, des Gefüges und des modalen Mineralbestandes wurden die magmatogenen Gesteine des Arbeitsgebietes wie folgt gegliedert und benannt:

A. Tiefengesteine

1. Heller Granodiorit und Granodioritblastomylonit. Das Gestein kommt im Umkreis der Stadt Kavala und an den SE-Flanken des Symvolon-Gebirges vor. Es stellt den größten Teil der am Aufbau des Arbeitsgebietes beteiligten Gesteinsmassen. In die Augen springen riesenkörnige K-Feldspateinsprenglinge (im Tal W Chondrovouni bis 40 cm lang), die weiten Teilbereichen des Gesteins einen ausgesprochen porphyrischen Charakter verleihen.

2. Granitblastomylonit. Er bildet die NW-Flanke des Symvolon vom Raum E Akropotamos bis zum Dorf Kokkinochoma. Geländebeobachtungen und Dünnschliffbefunde sowie vergleichendes Studium der Zirkonpopulationen und des Chemismus beweisen seinen magmatischen Ursprung. Die Ansicht anderer Autoren, das betreffende Gestein sei ein unter niedrigstgradigen Zuständen entstandener Parametamorphit, kann somit als überholt angesehen werden.

B. Ganggesteine

1. Leukokrate Ganggesteine. Sie kommen reichlich sowohl in Tiefen- wie in Hüllgesteinen nahezu in allen Bereichen des untersuchten Gebietes vor.

2. Porphyrartige Ganggesteine. Sie sind nur sporadisch im NE-Teil des Symvolon und im Kavala-Gebiet vorhanden.

3. Quarzgänge. Sie kommen in allen kristallinen Gesteinen des Arbeitsgebietes vor, namentlich aber in Granitblastomylonit. Sie sind teils aus juvenilen hydrothermalen Lösungsphasen, teils sekretionär aus mobilisierter Kieselsäure entstanden.

4. Erzführende Quarzgänge. Sie treten nur selten auf.

5. Turmalin-Quarz-Gänge. Sie sitzen in verschiedenen Gesteinen im gesamten Raum des Symvolon-Gebirges und des Kavala-Gebietes.

Tiefengesteine und Eruptivgesteinsgänge entstanden allem Anschein nach durch Differentiation eines juvenilen Magmas, welches nur untergeordnet Hüllgesteinsmaterial aufgenommen und assimiliert hat. Dies ergibt sich einmal aus Schollen der Hüllgesteine, die selbst in basischeren Lagen der Magmatite, insbesondere des Granodiorits, in der Regel scharf abgegrenzt, kaum verdaut sind, zum anderen aus den untersuchten Zirkonpopulationen, die keine sicheren Anzeichen für ererbtes Zirkonmaterial lieferten.

Aufgrund ihres Chemismus ordnen sich die untersuchten magmatogenen Gesteine der Kalkalkalireihe (pazifischer Typus) an, weniger häufig stehen sie zwischen Kalkalkali- und Kalireihe und nur selten gehören sie der Kalireihe an. Besonders auffallend ist der häufige Tonerdeüberschuß, der sich in der CIPW-Norm als Korund, in der Norm nach Niggli als Muscovit ausdrückt.

Im Q-Ab-Or-Dreieck liegen die meisten analysierten Gesteine in der Nähe der Linie, welche die Eutektika bzw. Minima des Systems Q-Ab-Or-H_2O für 1,2,4,5 und 10 kb P_{H_2O} verbindet (WINKLER & al. 1972), und zwar unweit des Maximums von Granitgesteinen mit 80 % und mehr Q + Ab + Or (TUTTLE & al. 1958, Fig. 63). Die Projektionen der einzelnen Gesteinsgruppen verteilen sich hierbei auf mehr oder weniger deutlich unterscheidbare Bereiche.

Die Eruptivgesteine des Symvolon-Gebirges und des Kavala-Gebietes wurden bereits vor dem Abklingen der magmatischen Intrusionen mehr oder weniger mechanisch beansprucht und retrogradmetamorph umgewandelt. Sie liegen daher nunmehr zum überwiegenden Teil als Blastomylonite vor, die nicht immer ohne weiteres als magmatogen wiederzuerkennen sind.

Die retrogradmetamorphen Prozesse, die zunächst mit der Autometamorphose oder -metasomatose des deuterischen, pneumatolytisch-hydrothermalen Stadiums der Kristallisation der Magmatite zusammenfielen,

führten zur Differentiation des Stoffbestandes in dickere Lagen bis feine Zeilen. Hierbei versuchte sich der Mineralbestand der Gesteine, den sich ändernden, nach und nach niedriger werdenden PT-Zuständen anzupassen, indem die alten Minerale strukturell und stofflich umgewandelt oder völlig zerstört wurden und neue stabilere Phasen kristallisierten. In einzelnen Fällen entsprechen die zuletzt entstandenen Paragenesen den Zuständen der untersten Stufe der Grünschieferfazies des Abukuma-Typs, d.h. der Quarz-Albit-Muscovit-Biotit-Chlorit-Zone, oder sogar der Anchimetamorphose. Die retrogradmetamorphen Prozesse verliefen unter Wegfuhr kleiner oder großer Mengen an verschiedenen Kationen, allen voran Ca. Neben den zuletzt gebildeten tiefgradigen Mineralkomponenten sind in den Gesteinen des Arbeitsgebietes nahezu stets ansehnliche Beträge an Produkten höherer metamorpher Fazies oder auch der ursprünglichen Kristallisation reliktisch vorhanden; die Gesteine sind demnach plurifaziell.

Die Analyse eines Zirkonkonzentrats aus dem Granodioritblastomylonit des Symvolon-Gebirges (Vorberg Kakoskala) ergab ein Zerfallsalter von 335 ± 40 Mill. J. aus dem Isotopenverhältnis $^{207}Pb/^{206}Pb$, es ist jedoch wahrscheinlich, daß das Abkühlungsalter der Zirkone noch höher ist. Der vorliegende Granodiorit erstarrte demnach spätestens im Oberkarbon, d.h. während der variscischen Orogenese, die erste Metamorphose der kristallinen Hüllgesteine ereignete sich spätestens zur Zeit der kaledonischen Orogenese.

Weitere Isotopenverhältnisse der analysierten Zirkonprobe ergaben wesentlich niedrigere Zerfallsalter, die durch Pb-Verlust der Zirkone bedingt sind. Sie werden als Mischalter gedeutet, d.h., sie datieren keine geologischen Ereignisse.

Zwei Analysen an Biotitkonzentraten aus dem Granodioritblastomylonit des Symvolon-Gebirges (Vorberg Kakoskala) und einem leukokraten Ganggestein aus dem mechanisch nur schwach beanspruchten Gebiet von Aspri Ammos ergaben K-Ar-Zerfallsalter von 17,8 ± 0,8 und 15,5 ± 0,5 Mill. J. Diese recht niedrigen Alter gehen auf Ar-Verlust infolge einer oder mehrerer Aufwärmungen der Gesteine zurück. Die letzte ereignete sich offenbar im Miozän.

ANGEFÜHRTE SCHRIFTEN

ADLER, R., FENCHEL, W., HANNAK, W. & PILGER, A., 1959: Einige Grundlagen der Tektonik I.- Clausthaler Tekt. Hefte 1, 62 S.

--- --- & PILGER, A., 1961: Statistische Methoden in der Tektonik II. Das Schmidtsche Netz und seine Anwendung im Bereich des makroskopischen Gefüges.- Clausthaler Tekt. Hefte 4, 100 S.

ALLÈGRE, C. J., ALBARÈDE, F., GRÜNENFELDER, M. & KÖPPEL, V., 1974: $^{238}U/^{206}Pb$- $^{235}U/^{207}Pb$- $^{232}Th/^{208}Pb$ zircon geochronology in alpine and non-alpine environment.- Contr. Min. Petr. 43, 163-194.

ALLEN, V., 1956: Is leucoxene always finely crystalline rutile?- Econ. Geol. 51, 830-833.

ANDERSEN, O., 1928: The genesis of some types of feldspar from granite pegmatites.- Norsk Geol. Tids. 10, 116-207.

ANDREATTA, C., 1954: Über die Verglimmerung der Plagioklase in der tektonischen Metamorphose.- Tscherm. min. petr. Mitt. 4, 350-359.

--- 1960: Betrachtungen über die Unwahrscheinlichkeit stabiler Gleichgewichte bei der Gesteinsmetamorphose.- Geol. Rundsch. 50, 190-192.

ANGEL, F., 1965: Retrograde Metamorphose und Diaphthorese.- N. Jb. Min. Abh. 102, 123-176.

--- 1967: Über Mineralzonen, Tiefenzonen und Mineralfazies. Rückblicke und Ausblicke.- Fortschr. Min. 44, 288-336.

ASHGIREI, G. D., 1963: Strukturgeologie.- Berlin, VEB Deutscher Verlag der Wiss., 572 S.

AUGUSTITHIS, S. S., 1963: Oscillatory zoning of plagioclase-phenocrysts of the olivine-basalt from Debra-Sina, Ethiopia.- Chem. Erde 23, 71-81.

--- 1964: Non-ex-solution perthites from pegmatoids of Yavello/Borona, S. Ethiopia.- Chem. Erde 23, 227-247.

BABU, V. R. R. M., 1968: Biotite, muscovite intergrowths in pegmatites of Nellore Mica-Belt, A.P., India.- Indian Min. 9, 41-46.

BADER, H., 1961: Apatite und Zirkone als sedimentäre Relikte in Metablastitgneisen der Oberpfalz.- N. Jb. Min. Mh. 1961, 169-179.

BAILEY, S. W. & CAMERON, E. N., 1957: Is leucoxene always finely crystalline rutile?- A reply.- Econ. Geol. 52, 716-720.

BARTH, T. F. W., 1936: Structural and petrological studies in Dutchess County, New York, Pt. II: Petrology and metamorphism of the palaeozoic rocks.- Bull. Geol. Soc. Amer. 47, 775-850.

--- CORRENS, C. W. & ESKOLA, P., 1939: Die Entstehung der Gesteine.- Berlin, Springer, 422 S.

BAUBERGER, W. & CRAMER, P., 1961: Erläuterungen zur geologischen Karte von Bayern 1:25.000, Blatt Nr. 6838 Regenstauf.- München, Bayer. Geol. Landesamt.

BENEK, R., 1967: Der Bau des Ramberg-Plutons im Harz.- Abh. dtsch. Akad. Wiss. Berlin, Klasse f. Bergbau usw. 1, 5-80.

BERAN, A., 1969: Beiträge zur Verbreitung und Genesis phengitführender Gesteine in den Ostalpen.- Tscherm. min. petr. Mitt. 13, 115-130.

BIRK, F., 1970: Zur Geologie und Petrographie des östlichen Bos-Dag-Massivs bei Drama in Griechisch-Mazedonien.- Beih. geol. Jb. 88, 5-42.

BOER, H. U. de, 1970: Geologisch-petrographische Untersuchungen im Rhodope-Massiv Griechisch-Ostmazedoniens. Der Menikion-Bergzug nordöstlich Serrai.- Beih. geol. Jb. 88, 43-79.

BOSE, M. K., 1961: A note on "bleached hornblende".- Min. Mag. 32, 177-178.

BRAMMALL, A. & HARWOOD, H. F., 1925: Tourmalinization in the Dartmoor granite.- Min. Mag. 20, 319-330.

BROWN, W. L., 1962: Peristerite unmixing in the plagioclases and metamorphic facies series.- Norsk Geol. Tids. 42, 354-382.

BUDDINGTON, A. F., 1956: Thermometric and petrogenetic significance of titaniferous magnetite-discussion.- Amer. J. Sci. 254, 506-515.

--- FAHEY, J. & VLISIDIS, A., 1955: Thermometric and petrogenetic significance of titaniferous magnetite.- Amer. J. Sci. 253, 497-532.

--- & LINDSLEY, D.H., 1964: Iron-titanium oxide minerals and synthetic equivalents.- J. Petr. 5, 310-357.

BUERGER, M. J., 1945: The genesis of twin crystals.- Amer. Min. 30, 469-482.

BURCKHARDT, C. E., 1943: Zur Bestimmung der gesteinsbildenden Glimmer.- Schweiz. min. petr. Mitt. 23, 467-474.

BURRI, C., 1950: Das Polarisationsmikroskop.- Basel, Birkhäuser, 296 S.

--- 1959: Petrochemische Berechnungsmethoden auf äquivalenter Grundlage (Methoden von Paul Niggli).- Basel, Birkhäuser, 334 S.

--- & NIGGLI, P., 1945: Die jungen Eruptivgesteine des mediterranen Orogens I.- Publ. Stiftung Vulkanist. I. Friedlaender 3, Zürich, Guggenbühl & Huber, 654 S.

--- PARKER, R. L. & WENK, W., 1967: Die optische Orientierung der Plagioklase. Unterlagen und Diagramme zur Plagioklasbestimmung nach der Drehtischmethode.- Basel, Birkhäuser, 334 S.

BUTLER, B. C. M., 1965: Compositions of micas in metamorphic rocks.- In PITCHER, W. S. & FLINN, G. W.

CARLÉ, W., 1964: Die Mineral- und Thermalwässer am Golf von Neapel.- Geol. Rundsch. 54, 1261-1313.

CARSTENS, H., 1967: Exsolution in ternary feldspars. I. On the formation of antiperthites.- Contr. Min. Petr. 14, 27-35.

CHINNER, G. A., 1960: Pelitic gneisses with varying ferrous/ferric ratios from Glen Glova, Angus, Scotland.- J. Petr. 1, 178-217.

CLOOS, H., 1936: Einführung in die Geologie.- Berlin, Borntraeger, 503 S.

CVIJIĆ, J., 1901: Die tektonischen Vorgänge in der Rhodope-Masse.- Sitz. Ber. K. Akad. Wiss., Wien 1901, Abt. I, 409-432.

--- 1903: Die Tektonik der Balkanhalbinsel.- C. R. 9 Congr. géol. intern., Wien 1903, 347-370.

--- 1908: Grundlinien der Geographie und Geologie von Mazedonien und Altserbien.- Dr. A. Petermanns Mitt. Ergänzungsband 34, Ergänzungsheft 162, 1-392.

DEER, W. A., HOWIE, R. A. & ZUSSMANN, J., 1962-1963: Rock-forming minerals. I. Ortho- and ring silicates. II: Chain silicates. III: Sheet silicates. IV: Framework silicates. V: Non-silicates.- London, Longmans.

DILLER, J. S., 1883: Anatas als Umwandlungsprodukt von Titanit im Biotitamphibolgranit der Troas.- N. Jb. Min. Geol. Paläont., Jahrgang 1883, I Bd., 187-193.

DONNAY, J. H. D., 1943: Plagioklase twinning.- Geol. Soc. Amer. Bull. 54, 1645-1651.

DOSS, B., 1895: Ueber Pseudomorphosen von Anatas nach Titanit im Syenit des Plauenschen Grundes.- N. Jb. Min. Geol. Paläont., Jahrgang 1895, I Bd., 128-138.

DRESCHER-KADEN, F. H., 1948: Die Quarz-Feldspat-Reaktionsgefüge der Granite und Gneise. Mineralogie und Petrographie in Einzeldarstellungen I.- Berlin-Göttingen-Heidelberg, Springer, 259 S.

--- 1969: Granitprobleme.- Berlin, Akademie, 586 S.

EMMERMANN, R., 1968: Differentiation und Metasomatose des Alptalgranits (Südschwarzwald).- N. Jb. Min. Abh. 109, 94-130.

ENGEL, A. E. J. & ENGEL, C. G., 1960: Progressive metamorphism and granitisation of the Mayor paragneiss, northwest Adirondack Mountains, New York. Part II, Mineralogy.- Bull. Geol. Soc. Amer. 71, 1-58.

ERDMANNSDÖRFER, O. H., 1925: Prnar Dagh.- Die Kriegsschauplätze 1914-18, geologisch dargestellt, H. 13, 85-89.

ESKOLA, P., 1922: On contact phenomena between gneiss and limestone in western Massachusetts.- J. Geol. 30, 265-294.

--- 1939: Die metamorphen Gesteine.- In BARTH, T. F. W., CORRENS, C. W. & ESKOLA, P., 263-407.

EVANS, B. W. & LEAKE, B. E., 1960: The composition and origin of the striped amphibolites of Connemara, Ireland.- J. Petr. 1, 337-363.

EXNER, C., 1951: Mikroklinporphyroblasten mit helizitischen Einschlusszügen bei Badgastein.- Tscherm. min. petr. Mitt. 3. Folge 2, 355-374.

--- 1966: Orthit in den Gesteinen der Sonnblickgruppe (Hohe Tauern).- Tscherm. min. petr. Mitt. 11, 358-372.

FAUL, H., 1966: Ages of rocks, planets and stars.- New York, St.Louis, San Francisco, Toronto, London, Sydney, McGraw-Hill, 109 S.

FISCHER, G., 1933: Gedanken zur Gesteinssystematik.- Jb. preuß. Geol. L.-A. 54, 553-584.

--- 1951: Granit und Sial.- Geol. Rundsch. 39, 32-77.

--- 1960: Über die Auswertung von Gefügediagrammen.- Abh. dtsch. Akad. Wiss. Berlin, Kl. III, H. 1, 283-299.

--- 1964a: Über das Granitmassiv des Symvolon-Gebirges bei Kavala.- Geol. Rundsch. 53, 390-392.

--- 1964b: Ein Beitrag zur stofflichen Verteilungsanalyse.- N.Jb. Min. Mh. 1964, 269-283.

FRASL, G., 1954: Anzeichen schmelzflüssigen und hochtemperierten Wachstums an den großen Kalifeldspaten einiger Porphyrgranite, Porphyrgranitgneise und Augengneise Österreichs.- Jb. Geol. B.-A. Wien 97, 71-131.

FRASL, G., 1963: Die mikroskopische Untersuchung der akzessorischen Zirkone als eine Routinearbeit des Kristallingeologen.- Jb. Geol. B.-A. Wien 106, 405-428.

FREUND, W. H., 1955: Handbuch der Mikroskopie in der Technik IV, Tl. 1.- Frankfurt am Main, Umschau 796 S.

GEORGIADES, A., 1954: Contribution à l' étude des granites de la Grèce du Nord.- Prakt. Akad. Athen. 29, 326-336.

GEORGIEW, G. K., 1958: Notizen über die Petrographie, Geologie und Bodenschätze der Planina Slavjanka - Alibotusch und der sie umgebenden Berge.- Ann. Inst. Min. Geol. Sofia 4, 55-84 (bulg. m. dtsch. Zsf.).

GOLDING, H. G., 1961: Leucoxene terminology and genesis.- Econ. Geol. 56, 1138-1149.

GOLDSMITH, J. R., 1952: Diffusion in plagioclase feldspars.- J. Geol. 60, 288-291.

--- & LAVES, F., 1954a: The microcline-sanidine stability relations.- Geochim. Cosmoch. Acta 5, 1-19.

--- --- 1954b: The microcline-sanidine stability relations.- Geochim. Cosmochim. Acta 6, 100-118.

GONI, J., 1957: Sur un phénomène d' altération du sphène et les produits qui en résultent.- Bull. Soc. franç. Min. Crist. 80, 199-208.

GRAUERT, B. & ARNOLD, A., 1968: Deutung diskordanter Zirkonalter der Silvrettadecke.- Contr. Min. Petr. 20, 34-56.

--- HÄNNY, R. & SOPTRAJANOVA G., 1973: Age and origin of detrital zircons from the pre-permian basements of the Bohemian massiv and the Alps.- Contr. Min. Petr. 40, 105-130.

GRIEBEL, J., 1970: Die Granodiorite von Stallwang und ihre Einschlüsse. Die Assimilation granitähnlicher Gneiseinschlüsse durch ein dioritisches Magma.- Dissert. Univ. München.

GRIFFIN, W. L., 1969: Replacement antiperthites in gneisses of the Babbit-Embarrass area, Minesota, U.S.A.- Lithos 2, 171-186.

GRUBENMANN, U. & NIGGLI, P., 1924: Die Gesteinsmetamorphose I.- Berlin, Borntraeger, 539 S.

GRÜNENFELDER, M., 1963: Heterogenität akzessorischer Zirkone und die petrogenetische Deutung ihrer Uran/Blei-Zerfallsalter. I. Der Zirkon des Granodioritgneises von Acquacalda (Lukmanierpass).- Schweiz. min. petr. Mitt. 43, 235-257.

--- HOFMÄNNER, F. & GRÖGLER, N., 1964: Heterogenität akzessorischer Zirkone und die petrographische Deutung ihrer Uran/Blei-Zerfallsalter. II. Präkambrische Zirkonbildung im Gotthardmassiv.- Schweiz. min. petr. Mitt. 44, 543-558.

GRUNER, J. W., 1959: The decomposition of ilmenite.- Econ. Geol. 54, 1315-1316.

GÜNTHERT, A., 1953: Über Orthit im Penninikum des NW Tessins.- Schweiz. min. petr. Mitt. 33, 166-168.

HALL, A. J., 1941: The relation between colour and chemical composition in the biotites.- Amer. Min. 26, 29-33.

HARRE, W., KOCKEL, F., KREUZER, H., LENZ, H., MÜLLER, P. & WALTHER, H.W., 1968: Über Rejuvenationen im Serbo-Mazedonischen Massiv.- XXIII. Int. Geol. Congr. 6, 223-236.

HARTMAN, J. A., 1959: The titanium mineralogy of certain bauxites and their parent materials.- Econ. Geol. 54, 1380-1405.

HAYAMA, Y., 1959: Some considerations on the colour of biotite and its relation to metamorphism.- J. Geol. Soc. Japan 65, 21-30.

HEIMANN, K. O., 1967: Über das Alter praetertiärer Gesteine des Nordwestteils der Insel Samothraki (Griechenland).- Prakt. Akad. Athen. 42, 153-160.

HEINRICH, E. W., 1956: Microscopic petrography.- New York, Toronto, London, McGraw-Hill, 296 S.

HOLDAWAY, M. J., 1972: Thermal stability of Al-Fe Epidote as a funktion of f_{O_2} and Fe content.- Contr. Min. Petr. 37, 307-340.

HOPPE, G., 1962: Petrogenetisch auswertbare morphologische Erscheinungen an akzessorischen Zirkonen.- N. Jb. Min. Abh. 98, 35-50.

--- 1963: Die Verwendbarkeit morphologischer Erscheinungen an akzessorischen Zirkonen für petrogenetische Auswertungen.- Abh. dtsch. Akad. Wiss. Berlin, Klasse f. Bergbau usw. 1, 1-131.

HÖRMANN, P. K. & RAITH, M., 1971: Optische Daten, Gitterkonstanten, Dichte und magnetische Suszeptibilität von Al-Fe(III)-Epidoten.- N. Jb. Min. Abh. 116, 41-60.

--- --- 1973: Bildungsbedingungen von Al-Fe(III)-Epidoten.- Contr. Min. Petr. 38, 307-320.

HUBBARD, F. H., 1965: Antiperthite and mantled feldspar textures in charnockite (enderbite) from S.W. Nigeria.- Amer. Min. 50, 2040-2051.

HUCKENHOLZ, H. G., 1965: Der petrogenetische Werdegang der Klinopyroxene in den tertiären Vilkaniten der Hocheifel. I. Die Klinopyroxene der Alkaliolivinbasalt-Trachyt-Assoziation.- Beitr. Min. Petr. 11, 138-195.

HUNZIKER, J. C., 1966: Zur Geologie und Geochemie des Gebietes zwischen Valle Antigorio (Provinzia di Novara) und Valle di Campo (Kt. Tessin).- Schweiz. min. petr. Mitt. 46, 473-552.

HUTTON, C. O., 1950: Studies of heavy detrital minerals.- Bull. Geol. Soc. Amer. 61, 635-716.

IMBRIE, J., 1956: Biometrical methods in the study of invertebrate fossils.- Bull. Amer. Museum Nat. Hist. 108, 215-252.

INTERNATIONALE KOMMISSION FÜR GEOCHRONOLOGIE, 1968: Vergleichende Tabelle der neuesten veröffentlichten geochronologischen Skalen für die Zeiten des Phanerozoikums.- Geologie 17, 210-214.

JÄGER, E., 1970: Radiometrische Altersbestimmung in der Erforschung metamorpher Prozesse.- Fortschr. Min. 47, 29.

JAKOB, J., 1952: Chemische Analyse der Gesteine und silikatischen Mineralien.- Basel, Birkhäuser.

JONES, K. A. & GALWEY, A. K., 1972: Variation of the length/thickness ratio of biotite crystals in metamorphic rocks.- J. Geol. 80, 112-120.

JONG, J. D. de, 1941: Albitisierungserscheinungen an granitischen und dioritischen Gesteinen aus der östlichen arabischen Wüste Ägyptens.- N. Jb. Min. Geol. Paläont. Abh. 76, 93-112.

KAEMMEL, T., 1955: Über einige Merkmale isotroper, fast isotroper und scheinbar isotroper Gefüge.- Geologie 4, 433-448.

KARL, F., 1964: Anwendung der Gefügekunde in der Petrotektonik. Tl. I Grundbegriffe.- Tekt. Hefte 5, 142 S.

KERR, P. F., 1959: Optical mineralogy, 3. Aufl.- New York, Toronto, London, McGraw-Hill, 442 S.

KOCKEL, F. & WALTHER, H. W., 1965: Die Strimonlinie als Grenze zwischen Serbo-Mazedonischem und Rila-Rhodope-Massiv in Ost-Mazedonien.- Geol. Jb. 83, 575-602.

KÖHLER, A., 1950: Erscheinungen an Feldspaten in ihrer Bedeutung für die Klärung der Gesteinsgenese.- Tscherm. min. petr. Mitt. 3. Folge 1, 51-67.

KÖHLER, H., 1968: Über Zirkone moldanubischer Granite.- Dissert. Univ. München.

--- 1970: Die Änderung der Zirkonmorphologie mit dem Differentiationsgrad eines Granits.- N. Jb. Min. Mh. 9, 1970, 405-420.

KOPP, K.-O., 1961: Geologie Thrakiens I: Beschreibung und Vergleich intramontaner Tertiärsenken beiderseits des Marmara-Meeres.- N. Jb. Geol. Paläont. Abh. 112, 325-382.

--- 1964: Geologie Thrakiens II: Die Inseln und der Chersones.- N. Jb. Geol. Paläont. Abh. 119, 172-214.

--- 1965: Geologie Thrakiens III: Das Tertiär zwischen Rhodope und Evros.- Ann. Géol. Pays Hellên. 46, 315-362.

--- 1969: Geologie Thrakiens VI: Der Coban Dag (Frenk Bunar) westlich von Alexandroupolis.- Geotekt. Forsch. 31, 97-116.

KÖPPEL, V., 1974: Isotopic U-Pb ages of monazites and zircons from the crust-mantle transition and adjacent units of the Ivrea and Ceneri zones (Southern Alps, Italy).- Contr. Min. Petr. 43, 55-70.

--- & GRÜNENFELDER, M., 1971: A study of inherited and newly formed zircons from paragneisses and granitised sediments of the Strona-Ceneri-Zone (Southern Alps).- Schweiz. min. petr. Mitt. 51, 385-409.

KORITNIG, S.,1965: Geochemistry of phosphorus - I. The replacement of Si^{4+} by P^{5+} in rock-forming silicate minerals.- Geochim. Cosmochim. Acta 29, 361-371.

KORNERUP, A. & WANSCHER, J. H., 1963: Taschenlexikon der Farben.- Zürich, Göttingen, Musterschmidt.

KOSSMAT, F., 1924: Geologie der zentralen Balkanhalbinsel.- Die Kriegsschauplätze 1914-18 geologisch dargestellt, H. 12, 1-198.

KRAUS, G., 1963: Das Apatit-Zirkon-Gefüge in den Wirtmineralen Hornblende und Biotit effusiver und "granitischer" Gesteine.- Tscherm. min. petr. Mitt. 8, 335-360.

KRAUS, U., 1967: Korngefügestudien an quarzführenden Tektoniten des ostbayerischen Grenzgebirges.- Dissert. Univ. München.

KRONBERG, P., 1966: Petrographie und Tektonik im Rhodopen-Kristallin des Tsal Dag, Simvolon und Ost-Pangäon (Griechisch-Makedonien).- N. Jb. Geol. Paläont. Mh. 1966, 410-424.

--- 1969: Gliederung, Petrographie und Tektogenese des Rhodopen-Kristallins im Tsal-Dag, Simvolon und Ost-Pangäon (Griechisch-Makedonien).- Geotekt. Forsch. 31, 1-49.

KRONBERG, P., 1973: Geological map of Greece 1:50.000, Kavala sheet.- National Inst. Geol. Mining Res., Athens.

--- MEYER, W. & PILGER, A., 1970: Geologie der Rila-Rhodope-Masse zwischen Strimon und Nestos (Nordgriechenland).- Beih. Geol. Jb. 88, 133-180.

--- & SCHENCK, P. F., 1974: Geological map of Greece 1:50.000, Nikisiani-Loutra Elevtheron sheets.- National Inst. Geol. Mining Res., Athens.

KUNITZ, W., 1929: Die Mischungsreihen in der Turmalingruppe und die genetischen Beziehungen zwischen Turmalin und Glimmern.- Chem. Erde 4, 208-251.

LARSEN, L. H. & POLDERVAART, A., 1957: Measurement and distribution of zircons in some granitic rocks of magmatic origin.- Min. Mag. 31, 544-564.

LAVES, F., 1950: The lattice and twinning of microcline and other potash feldspars.- J. Geol. 58, 548-571.

--- 1952: Mechanische Zwillingsbildung in Feldspäten in Abhängigkeit von Ordnung-Unordnung der Si/Al-Verteilung innerhalb des $(Si,Al)_4O_8$-Gerüstes.- Naturwissenschaften 39, 546-547.

--- 1955: Remarks on a paper by V. Marmo "On the microcline of the granitic rocks of Sierra Leone".- Schweiz. min. petr. Mitt. 35, 296-298.

--- 1960: Al/Si-Verteilungen, Phasen-Transformation und Namen der Alkalifeldspäte.- Z. Krist. 113, 265-296.

--- & SOLDATOS, K., 1962: Plate perthite, a new perthitic intergrowth in microcline single crystals, a recrystallization product.- Z. Krist. 117, 218-226.

--- --- 1963: Die Albit/Mikroklin-Orientierungs-Beziehungen in Mikroklinperthiten und deren genetische Deutung.- Z. Krist. 118, 69-102.

--- & VISWANATHAN, K., 1967: Relations between the optic axial angle and triclinicity of potash feldspars, and their significance for the definition of "stable" and "unstable" states of alkali feldspars.- Schweiz. min. petr. Mitt. 47, 147-161.

LEAKE, B. E., 1965: The relationship between composition of calciferous amphibole and grade of metamorphism.- In PITCHER, W. S. & FLINN, G. W., 299-318.

LEITMEIER, H., 1950: Einführung in die Gesteinskunde.- Wien, Springer, 275 S.

LIOU, J. G., 1973: Synthesis and stability relations of epidote, $Ca_2Al_2FeSi_3O_{12}(OH)$.- J. Petr. 14, 381-413.

LUNDSTRÖM, I., 1971a: Width of albite twin lamellae. II. A pegmatite oligoclase and a volcanic labradorite.- Lithos 4, 57-62.

--- 1971b: Width of albite twin lamellae. III. Two metamorphic andesines.- Lithos 4, 277-295.

LUTH, W. C., JAHNS, R. H. & TUTTLE, O. F., 1964: The granite system at pressures of 4 to 10 kilobars.- J. Geophys. Res. 69, 759-773.

MACCARTHY, G. R., 1926: The green color of certain ferrous minerals.- Amer. Min. 11, 321-325.

MACKENZIE, W. S., 1954: The orthoclase-microcline inversion.- Min. Mag. 30, 354-366.

MALCUIT, R. J. & HEIMLICH, R. A., 1972: Zircons from precambrian gneiss, Southern Bighorn Mountains, Wyoming.- Amer. Min. 57, 1190-1209.

MARAKIS, G. I., 1970: Geochronology studies of some granites from Macedonia.- Ann. Géol. Pays Hellén. 21, 121-152 (griech. m. engl. Zsf.).

MARATOS, G., 1972: Geologie von Griechenland. I. Stratigraphie, Tektonik, Metallogenese, Bodenschätze.- Athen. Ge. Mel. Er., 189 S. (griech.).

--- & ANDRONOPOULOS, B., 1965: Nouvelles données sur l' âge des phyllites du Rhodope.- Bull. géol. Soc. Grèce 6, 113-132.

MARINOS, G.,1971: On the radiodating of the greek rocks.- Ann. Géol. Pays Hellén. 23, 175-182 (griech. m. engl. Zsf.).

MAUCHER, A., 1943: Über geregelte Plagioklaseinschlüsse in Orthoklas (Sanidin).- Z. Krist. 105, 82-90.

MEHNERT, K. R., 1959: Der gegenwärtige Stand des Granitproblems.- Fortschr. Min. 37, 117-206.

--- 1960: Das Problem des Alkalihaushalts im Orogen.- Geol. Rundsch. 50, 124-131.

--- 1968: Migmatites and the origin of granitic rocks.- Amsterdam, London, New York, Elsevier, 393 S.

MEYER, W., 1966: Alterseinstufung von Tektonik und Metamorphose des Rhodopen-Kristallins im Bos Dag (Griechisch-Ostmakedonien).- N. Jb. Geol. Paläont., Mh. 1966, 399-409.

--- 1969: Die Faltenachsen im Rhodopen-Kristallin östlich des Strimon (Nordost-Griechenland).- Geotekt. Forsch. 31, 86-96.

--- & PILGER, A., 1963: Zur Geologie des Gebietes zwischen Strymon und Nestos (Rhodopen-Massiv) in Griechisch-Makedonien (mit Beitr. von BIRK, F. & JORDAN, H.).- N. Jb. Geol. Paläont. Abh. 118, 272-280.

MIYASHIRO, A., 1958: Regional metamorphism of the Gosaisyo-Takanuki District in the central Abukuma Plateau.- J. Fac. Sci. Univ. Tokyo Sect. II 11, 219-272.

--- 1964: Oxidation and reduction in the Earth's crust with special reference to the role of graphite.- Geochim. Cosmochim. Acta 28, 717-729.

MOREY, G. W. & CHEN, W.T., 1955: The action of hot water on some feldspars.- Amer. Min. 40, 996-1000.

MÜLLER, G., 1966: Die autometamorphe retrograde Umwandlung von Biotiten in Chlorite und Muskowite in sauren Tiefengesteinen.- Contr. Min. Petr. 13, 295-365.

MURTHY, M. V. N. & SIDDIQUIE, H. N., 1964: Studies on zircons from some garnetiferous sillimanite gneisses (khondalites) from Orissa and Andhra Pradesh, India.- J. Geol. 72, 123-127.

NICKEL, E., 1952: Die mineralfazielle Stellung der Hornblendegabbros im Gebirgszug von Heppenheim-Lindenfels (Odenwald).- Heidelb. Beitr. Min. Petr. 3, 97-123.

--- 1953: Zur Perthitbildung durch Plagioklasresorption bei Kalifeldspatblastese.- N. Jb. Min. Mh. 1953, 246-264.

NIGGLI, C. R., 1965: Über die Natur sagenitartig angeordneter Nadeln in Biotit.- Schweiz. min. petr. Mitt. 45, 807-817.

NIGGLI, P., 1948: Gesteine und Minerallagerstätten I.- Basel, Birkhäuser, 540 S.

NITSCH, K.-H. & WINKLER, H. G. F., 1965: Bildungsbedingungen von Epidot und Orthozoisit.- Beitr. Min. Petr. 11, 470-486.

OSSWALD, K., 1931: Geologische Übersichtskarte von Griechisch-Makedonien, Blatt II: NO, 1:300.000.- Athen, Griech. Geol. Landesanst.

--- 1938: Geologische Geschichte von Griechisch-Nordmakedonien.- Denkschr. d. Geol. Landesanst. v. Griechenland 3, 141 S.

PÄLCHEN, W. & SCHIRMER, B., 1972: Zur petrographischen Nomenklatur magmatischer Gesteine.- Geologie 21, 536-553.

PAPADAKIS, A., 1971: On the age of the granitic-intrusion near Stratonion, Chalkidiki (Greece).- Ann. Géol. Pays Hellén. 23, 297-300 (griech. m. engl. Zsf.).

PARASKEVOPOULOS, G. M., 1953: Beitrag zur Kenntnis der Feldspäte der Tessiner Pegmatite.- Tscherm. min. petr. Mitt. 3, 191-272.

--- 1958: Über den Chemismus und die provinzialen Verhältnisse der tertiären und quartären Ergußgesteine des ägäischen Raumes und der benachbarten Gebiete.- Tscherm. min. petr. Mitt. 6, 13-72.

PERTESSIS, M. L., 1937: Sources thermominérales de Grèce.- Service géol. de Grèce 24, 1-112.

PHILLIPS, E. R., 1974: Myrmekite - one hundred years later.- Lithos 7, 181-194.

PHILLIPS, F. C., 1930: Some mineralogical and chemical changes induced by progressive metamorphism in the Green Bed group of the Scottish Dalradian.- Min. Mag. 22, 239-256.

PITCHER, W. S. & FLINN, G. W., 1965: Control of metamorphism.- Edinburg, London, Oliver & Boyd, 368 S.

POLDERVAART, A., 1950: Statistical studies of zircon as a criterion in granitization.- Nature 165, 574-575.

--- 1955: Zircon in rocks. 1. Sedimentary rocks.- Amer. J. Sci. 253, 433-461.

--- 1956: Zircon in rocks. 2. Igneous rocks.- Amer. J. Sci. 254, 521-554.

POUGH, F. H., 1934: Octahedrite as an alteration product of titanite.- Amer. Min. 19, 599-602.

PRINGLE, G. J., TREMBATH, L. T. & PAJARI, G. E., jr., 1974: Crystallisation history of a zoned plagioclase (Microprobe analysis of zoned plagioclase from the Grand Manan tholeiite sheet).- Min. Mag. 39, 867-877.

PROPACH, G., 1968: Korund-Spinell-Felse als Produkte der Anatexis an einem Gabbro-Kontakt.- Dissert. Univ. München.

QUENSEL, P., 1916: Zur Kenntnis der Mylonitbildung, erläutert an Material aus dem Kebnekaisegebiet.- Bull. Geol. Inst. Univ. Upsala 15, 91-116.

RAGLAND, P. C., 1970: Composition and structural state of the potassic phase in perthites as related to petrogenesis of a granitic pluton.- Lithos 3, 167-189.

RANKIN, D. W., 1967: Axial angle determinations in Orville's mikrocline-low albite solid solution series.- Amer. Min. 52, 414-417.

RECHINGER, K. H., 1939: Zur Flora von Ostmazedonien und Westthrazien.- Botan. Jb. 69, 419-552.

REIN, G., 1952: Der Werdegang des Orthits in der magmatischen und metamorphen Abfolge des mittleren Schwarzwaldes.- N. Jb. Min. Abh. 84, 365-435.

REINHARD, M., 1931: Universal Drehtischmethoden.- Basel, B. Wepf & Cie., 117 S.

RENZ, C., LIATSIKAS, N. & PARASKEVAIDIS, I., 1954: Geologic map of Greece 1:500.000.- Athens, Inst. Geol. Subsurface Res.

RICHTER, W., 1965: Petrologische Untersuchungen am Mauthausner Granit im österreichischen Moldanubikum.- Tscherm. min. petr. Mitt. 10, 265-296.

RIEDERER, J., 1965: Die Kalifeldspäte der moldanubischen Granite.- N. Jb. Min. Abh. 102, 291-339.

RIMSAITE, J., 1964: On micas from magmatic and metamorphic rocks.- Heidelberger Beitr. Min. Petr. 10, 152-183.

RINNE, F. & BEREK, M., 1953: Anleitung zu optischen Untersuchungen mit dem Polarisationsmikroskop, 2. Aufl.- Stuttgart, E. Schweizerbart, 366 S.

RITTMANN, A., 1929: Die Zonenmethode. Ein Beitrag zur Methodik der Plagioklasbestimmung mit Hilfe des Theodothtisches.- Schweiz. min. petr. Mitt. 9, 1-46.

ROEVER, W. P. de & NIJHUIS, H. J., 1963: Plurifacial alpine metamorphism in the eastern Betic Cordilleras (SE Spain), with special reference to the genesis of the glaucophane.- Geol. Rundsch. 55, 324-336.

RONNER, F., 1963: Systematische Klassifikation der Massengesteine.- Wien, Springer, 380.

ROSS, J. V., 1957: Combination twinning in plagioclase felspars.- Amer. J. Sci. 255, 650-655.

SANDER, B., 1930: Gefügekunde der Gesteine.- Wien, Springer, 352 S.

--- 1948: Einführung in die Gefügekunde der geologischen Körper I. Teil.- Wien, Springer, 251 S.

--- 1950: Einführung in die Gefügekunde der geologischen Körper II. Teil.- Wien, Springer, 409 S.

SARWARY, E., 1970: Die Erzmineralparagenesen des Moldanubikums von Nordostbayern. Eine phasenpetrologische Analyse des Kristallins aus der Sicht von Erz- und Silikatmineralparagenesen.- Dissert. Univ. München.

SCHENCK, P.-F., 1970: Geologie des westlichen Pangaion in Griechisch-Ostmakedonien.- Beih. Geol. Jb. 88, 81-132.

SCHMIDT, W., 1932: Tektonik und Verformungslehre.- Berlin, Borntraeger, 208 S.

SCHNEIDERHÖHN, H., 1961: Die Erzlagerstätten der Erde. II: Die Pegmatite.- Stuttgart, Gustav Fischer, 720 S.

SCHOSSBERGER, F., 1942: Über die Umwandlung des Titandioxyds.- Z. Krist. 104, 358-374.

SCHREYER, W., 1958: Die Quarz-Feldspat-Gefüge der migmatischen Gesteine von Vilshofen an der Donau.- N. Jb. Min. Abh. 92, 147-170.

SCHROEDER, E., 1960: Zur Gefügeuntersuchung heterometrischer Kornarten.- Geologie 9, 521-525.

SCHULTZE, J. H., 1937: Neugriechenland. Eine Länderkunde Ostmazedoniens und Westthraziens.- Petermanns Mitt. Ergänzungsheft 233, 1-484.

SCHWANDER, H. & WENK, E., 1965: Monazit als Kern pleochroitischer Höfe in Biotiten der Tessiner Gneise.- Schweiz. min. petr. Mitt. 45, 797-806.

SCHWARTZ, G. M., 1958: Alteration of biotite under mesothermal Conditions.- Econ. Geol. 53, 164-177.

SECLAMAN, M. & CONSTANTINESCU E., 1972: Metasomatic origin of some micrographic intergrowths.- Amer. Min. 57, 932-940.

SEIFERT, K. E., 1964: The genesis of plagioclase twinning in the Nonewaug granite.- Amer. Min. 49, 297-320.

SEN, S. K., 1959: Potassium content of natural plagioclases and the origin of antiperthites.- J. Geol. 67, 479-495.

SHAPIRO, L. & BRANNOCK, W. W., 1956: Rapid analysis of silicate rocks.- US Geol. Surv. Bull. 1036-C, 19-56.

SHIDO, F., 1958: Plutonic and metamorphic rocks of the Nakoso and Iritono districts in the Central Abukuma Plateau.- J. Fac. Sci. Univ. Tokyo, Sect. II, 11, 131-217.

SILVER, L. T. & DEUTSCH, S., 1963: Uranium-lead isotopic variations in zircons: A case study.- J. Geol. 71, 721-758.

SMITH, J. V., 1962: Genetic aspects of twinning in Feldspars.- Norsk Geol. Tids. 42, 244-263.

STEIGER, R. H. & HART, S. R., 1967: The microcline-orthoclase transition within a contact aureole.- Amer. Min. 52, 87-116.

STEINER, L., 1968: Alkalisierung im Pfahlgebiet am Beispiel der Palitgesteine des Bayerischen Waldes.- Dissert. Univ. München.

STRECKEISEN, A., 1964: Zur Klassifikation der Eruptivgesteine.- N. Jb. Min. Mh. 1964, 195-222.

--- 1966: Die Klassifikation der Eruptivgesteine (Ergebnis einer Umfrage).- Geol. Rundsch. 55, 478-491.

--- 1967: Classification and nomenclature of igneous rocks.- N. Jb. Min. Abh. 107, 144-214.

--- 1974: Classification and nomenclature of plutonic rocks. Recommendations of the IUGS subcommission of the systematics of igneous rocks.- Geol. Rundsch. 63, 773-786.

TAUBENECK, W. H., 1957: Zircons in the metamorphic aureole of the Bald Mountain batholith, Elkhorn Mountains, north-eastern Oregon.- Bull. Geol. Soc. Amer. 68, 1803.

TEUSCHER, E. O., 1933: Methodisches zur quantitativen Strukturgliederung körniger Gesteine.- Min. Petr. Mitt. 44, 410-421.

THORNTON, C. P. & TUTTLE, O. F., 1960: Chemistry of igneous rocks. I. Differentiation index.- Amer. J. Sci. 258, 664-684.

TILLEY, C. E., 1925: Metamorphic zones in the southern Highlands of Scotland.- Quart. J. Geol. Soc. London 81, 100-112.

TILTON, G. R., 1960: Volume diffusion as a mechanism for discordant lead ages.- J. Geophys. Res. 65, 2933-2945.

--- & GRÜNENFELDER, M. H., 1968: Sphene: Uranium-lead ages.- Science 159, 1458-1461.

TRIKKALINOS, J. K., 1965: Über das Alter der vortertiären Schichten des Gebietes von Alexandroupolis-Didymotichon (Westthrazien).- Ann. Géol. Pays Hellén. 6, 81-82.

TRÖGER, W. E., 1935: Spezielle Petrographie der Eruptivgesteine.- Berlin, dtsch. Min. Ges. 360 S.

--- 1969: Optische Bestimmung der gesteinsbildenden Minerale. Teil 2 Textband, 2. Aufl.- Stuttgart, E. Schweizerbart, 822 S.

--- 1971: Optische Bestimmung der gesteinsbildenden Minerale. Teil 1 Bestimmungstabellen, 4. Aufl.- Stuttgart, E. Schweizerbart.

TROLL, G., 1964: Das Intrusivgebiet von Fürstenstein (Bayerischer Wald).- Geogica Bavarica 52, 1-140.

--- 1968: Gliederung der redwitzitischen Gesteine Bayerns nach Stoff- und Gefügemerkmalen. Teil I: Die Typlokalität von Marktredwitz in Oberfranken.- Bayer. Akad. Wiss., mathem.-naturwiss. Kl. Abh., neue Folge H. 133, 1-86.

TURNER, F. J. & WEISS, L. E., 1963: Structural analysis of metamorphic tectonites.- San Francisco, Toronto, London, McGraw-Hill, 545 S.

TUTTLE, O. F. & BOWEN, N. L., 1958: Origin of granite in the light of experimental studies in the system $NaAlSi_3O_8$-$KAlSi_3O_8$-SiO_2-H_2O.- Geol. Soc. Amer. Mem. 74, 1-153.

VANCE, J. A., 1961: Polysynthetic twinning in plagioclase.- Amer. Min. 46, 1097-1119.

--- 1962: Zoning in igneous plagioclase: Normal and oscillatory zoning.- Amer. J. Sci. 260, 746-760.

--- 1965: Zoning in igneous plagioclase: Patchy zoning.- J. Geol. 73, 636-651.

VERHOOGEN, J., 1962: Distribution of titanium between silicates and oxides in igneous rocks.- Amer. J. Sci. 260, 211-220.

VERNON, R. H., 1965: Plagioclase twins in some mafic gneisses from Broken Hill, Australia.- Min. Mag. 35, 488-507.

VOGEL, T. A., 1964: Optical-crystallographic scatter in plagioclase.- Amer. Min. 49, 614-633.

--- 1970: The origin of some antiperthites - a model based on nucleation.- Amer. Min. 55, 1390-1395.

VOLL, G., 1961: Zur Frage des Stofftransports auf den Korngrenzen metamorpher Gesteine.- Geol. Rundsch. 51, 395-405.

VOULTSIDIS, V., 1973: Petrographische und geochemische Untersuchungen an Amphiboliten des Bayerischen Waldes. Ein Beitrag zur Klärung ihrer Genese.- Dissert. Univ. München.

WEINELT, W., 1958: Petrologische Untersuchungen der mineralfaziellen Zustandsbedingungen im SW-Teil der Münchberger Gneismasse.- Tscherm. min. petr. Mitt. 6, 281-375.

WELLS, M. K.,1946: A contribution to the study of luxullianite.- Min. Mag. 27, 186-194.

WENK, E., 1963: Zur Definition von Schiefer und Gneis.- N. Jb. Min. Mh.1963, 97-107.

--- & KELLER, F., 1969: Isograde in Amphibolitserien der Zentralalpen.- Schweiz. min. petr. Mitt. 49, 157-198.

--- SCHWANDER, H., HUNZIKER, J. & STERN, W., 1963: Zur Mineralchemie von Biotit in den Tessinalpen.- Schweiz. min. petr. Mitt. 43, 435-455.

WENK, H. R. E., 1967: Triklinität der Alkalifeldspäte in lepontinischen Gneisen.- Schweiz. min. petr. Mitt. 47, 130-145.

WETHERILL, G. W., 1956: Discordant Uranium-lead ages.- Trans. Amer. Geophys. Union 37, 320-326.

WHITNEY, J. A., 1975: The effects of pressure, temperature, and X_{H_2O} on phase assemblage in four synthetic rock compositions. J. Geol. 83, 1-31.

WICKMAN, F. E. & LUNDSTRÖM, J., 1969: Width of albite twin lamellae. I. An oligoclase from a pegmatite, Bamble, Norway.- Lithos 2, 197-213.

WINCHELL, A. N. & WINCHELL, H., 1961: Elements of optical mineralogy. II. Descriptions of minerals.- New York, London, Wiley, 551 S.

WINKLER, H. G. F., 1967: Die Genese der metamorphen Gesteine, 2. Aufl.- Berlin, Heidelberg, New York, Springer, 237 S.

--- 1976: Petrogenesis of metamorphic rocks, 4. Ed.- New York, Heidelberg, Berlin, Springer 334 S.

--- & LINDEMANN, W., 1972: The system Qz-Or-An-H_2O within the granitic system Qz-Or-Ab-An-H_2O. Application to granitic magma formation.- N. Jb. Min. Mh. 1972, 49-61.

WINTER, H., 1967: Chemische und optische Untersuchungen an moldanubischen Biotiten.- Dissert. Univ. München.

WYLLIE, P. J., COX, K. G. & BIGGAR, G. M., 1962: The habit of apatite in synthetic systems and igneous rocks.- J. Petr. 3, 238-243.

ZIMMERLE, W., 1971: Akzessorischer Allanit im Rattlesnake-Granit (San Diego Country, Südkalifornien) und seine allgemeine petrogenetische Stellung.- N. Jb. Min. Abh. 114, 281-300.

D a n k s a g u n g

Meinem hochverehrten Lehrer Herrn Professor Dr. G. Fischer bin ich zu tiefstem Dank verpflichtet. Er stand mir bereits zu Beginn der Feldarbeiten bei, durchschaute die Problematik der Geologie des Gebietes und gab mir wertvolle Hinweise und Ratschläge. Er hatte stets reges Interesse am Verlauf der Arbeit und unterstüzte mich in jeder Hinsicht großzügig.

Herrn Professor Dr. G. Paraskevopoulos bin ich sehr dankbar, denn er regte mich zu dieser Arbeit an und verschaffte mir das topographische Kartenmaterial.

Herrn Professor Dr. H. G. Huckenholz, dem Vorstand des Mineralogisch-Petrographischen Institutes, danke ich herzlich für die Erlaubnis zur Benutzung der Institutseinrichtungen.

Herrn Professor Dr. G. Troll, Herrn Univ. Doz. Dr. G. Propach, Herrn Dr. L. Masch, Herrn Dr. H. Köhler und allen Institutskollegen gilt mein Dank für Anregungen, die ich aus Diskussionen erhielt.

Herr Dr. S. Schiemenz führte mich in die Methoden der chemischen Gesteinsanalyse ein. Frau G. Cammann und Herr Dr. H. Winter berieten mich bei der Durchführung der chemischen Analysen, Frau G. Cammann führte auch noch fünf Gesteinsanalysen und zwei Turmalin-Teilanalysen aus. Herr Dr. Th. Noussinanos bestimmte SiO_2 und Al_2O_3 zweier Muscovitproben. Herr Dr. J. Riederer bestimmte röntgenographisch die Triklinität mehrerer K-Feldspatproben sowie das Pulverdiagramm zweier Turmalinpräparate. Allen gebührt mein besonderer Dank.

Gedankt sei der Deutschen Forschungsgemeinschaft für die Übernahme der Kosten der radiometrischen Analysen und dem Deutschen Akademischen Austauschdienst für die finanzielle Unterstützung.

L e b e n s l a u f

Name	Andreas Kokkinakis
Geboren am	20. Dezember 1934
in	Chios, Griechenland
Eltern	Konstantinos Kokkinakis, Geschäftsmann Artemis, geb. Kirlakitsi
Schulen	1940 bis 1946 Volksschule, erst in Chios, ab 1945 in Amaroussion bei Athen 1946 bis 1952 Gymnasium in Amaroussion
Studium	1954 bis 1959 Naturwissenschaften und Geographie an der Universität Athen Juni 1959 Diplom-Hauptprüfung für Naturwissenschaftler und Geographen Seit 1960 Weiterbildung, Forschungstätigkeit, Dissertation an der Universität München 1963 bis 1966 Stipendiat des DAAD
Wehrdienst	Juli 1959 bis Juli 1960